

LANDSCHAFTSWANDEL IM THAKKHOLA

Untersuchungen zur Landschaftsgenese
im semi-ariden Hochgebirge Nepals
seit dem Jungpleistozän



Habilitationsschrift

vorgelegt am 01.02.2000

der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Schiller-Universität Jena

von

Dr. rer. nat. Jussi Baade

aus Hildesheim

Gächter

1. Prof. Dr. Rüdiger Landmann, Jena
2. Prof. Dr. Jörg Gernert, Mainz
3. Prof. Dr. Karl-Heinz Schmidt, Halle/Saale

Erteilung der Lehrbefähigung am 12.10.2010

Vorwort

Die Durchführung einer wissenschaftlichen Arbeit, insbesondere einer Geländearbeit wie dieser, erfordert die Mithilfe und Unterstützung von Mitarbeitern, Kollegen und Institutionen, für die an dieser Stelle herzlich gedankt wird.

Finanziell profitierten die Arbeiten von der Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), die im Rahmen des Schwerpunktprogramms „Siedlungsprozesse und Staatenbildung im Tibetischen Himalaya“ das Teilprojekt „Der Einfluß von klimatischen Veränderungen und Naturereignissen (Katastrophen) auf die Siedlungsprozesse in Mustang/Tibetischer Himalaya“ (Förderzeichen: Ma 1308/5-1 bis 1308/5-4) unterstützt hat. Die Leitung der Friedrich-Schiller-Universität hat zusätzlich Mittel aus der Nachwuchsförderung zur Verfügung gestellt.

Dem H.M.G. Department of Archaeology, Kathmandu, und dem H.M.G. Department of Mines and Geology, Kathmandu, gebührt Dank für die Genehmigung der Ausfuhr von Probematerial.

Dem Antragsteller des DFG-Projekts, meinem Kollegen und Freund, Prof. Dr. Roland Mäusbacher, möchte ich für die Möglichkeit, im Rahmen des Projekts eigenständige wissenschaftliche Untersuchungen durchführen zu können, und für seine stetige Bereitschaft zur Diskussion der Befunde und Ergebnisse herzlich danken.

Für die gute Zusammenarbeit und die anregenden Gespräche während und nach gemeinsamen Geländeaufenthalten möchte ich darüber hinaus Dr. G. Daut (Jena), Prof. Dr. W. Haffner (Giessen), Dipl.-Ing. E. Heine (Graz), Dr. H.-G. Hüttel (Bonn), Prof. Dr. R. Kostka (Graz), Dr. A. Lang (Heidelberg), M.A. I. Paap (Bonn), Dr. E. Pohl (Bonn), PD Dr. P. Pohle (Giessen), Dr. W. Schön (Köln), Dr. A. Simons (Köln), M.A. C. Thiblet (Bonn) sowie Prof. Dr. G.A. Wagner (Heidelberg) meinen Dank aussprechen. Des weiteren verdanke ich Dr. M. Vinding (Thimpu) und Dr. J.-J. Quenouille (Mougin) wertvolle Einblicke in die jüngste sowie Dr. J. Hanisch (Hannover) in die geologische Vergangenheit des Untersuchungsgebiets. Auch die Diskussionen mit M. Fort (Paris) haben zum Fortschritt der Arbeit beigetragen.

Vor Ort auf das herzlichste betreut und unterstützt haben mich Vishnu Prasad Shreshtha in Kathmandu, Nirmal und Lakshmi Gauchan in Jomsom, Pema Gurung in Kagbeni und Angye Gurung in Jharkot. Zudem möchte ich meine Bergführer, Tsewang Lama, Thzokro, Ser Gurung und Pasang Sherpa, nennen, die mich auch abseits der eingetretenen Pfade immer tatkräftig unterstützt und für meine Sicherheit gesorgt haben.

Für die Durchführung von Datierungen und Bestimmungen danke ich Dr. K. van der Borg (Utrecht), Prof. Dr. F. Hellwig (Jena), Dr. J. Kalis (Frankfurt/M.), Dr. B. Kromer (Heidelberg), Dr. A. Lang (Heidelberg), M.A. I. Paap (Bonn), Dipl.-Biol. H. Schneider (Jena), M.A. C. Thiblet (Bonn) und Prof. Dr. G.A. Wagner (Heidelberg).

Bei der Durchführung der Laboranalysen halfen unter der Leitung von Dr. H. Thiemeyer und Dr. G. Daut sowie der fachkundigen Anleitung durch CTA C. Müller, M. Bötcher, S. Dietrich, C. Hilbich, A. v. Klitzing, S. Knetsch, PTA C. Luge, M. Patecki, J. Treffkorn und E. Weber. Zudem möchte ich mich bei Dipl. Geogr. M. Igl und Dr. M. Gude sehr herzlich für ihre Unterstützung bedanken.

Noch vor den Geländearbeiten hatte ich das Glück in Herrn H. Müller, dem Leiter der Werkstatt des Technischen Instituts, und seinen Mitarbeitern, kompetente Ansprechpartner für die Anfertigung und Modifikation von mechanischen und elektronischen Ausrüstungsteilen vorzufinden.

Nicht zuletzt möchte ich C. Hausotter und Dr. D. Strauch, die das Manuskript kurzfristig kritisch lasen und damit entscheidend zur rechtzeitigen Fertigstellung der Arbeit beigetragen haben, meinen herzlichen Dank aussprechen. Zudem schulde ich Dipl.-Ing. R. Mendler für die Berücksichtigung aller meiner Änderungswünsche an den von ihr überarbeiteten Graphiken Dank. Auch Dipl.-Ing. R. Hoffmann, der für das Computernetz am Institut verantwortlich ist und mir bis zur letzten Minute mit Rat und Tat zur Seite stand, möchte ich herzlichen danken.

Last, but not least, möchte ich meiner Frau, Juliane, und Nicolas für die persönliche Unterstützung und die Geduld die sie innerhalb der letzten Jahre aufgebracht haben, danken.

Verwendete Maßeinheiten, Symbole und Abkürzungen

Maßeinheiten

	Masse m
g	= Gramm
t	= Tonne (10^3 kg)
	Zeit t
s	= Sekunde
min	= Minute
h	= Stunde
d	= Tag
a	= Jahr
	Länge s
m	= Meter
	Temperatur T
°C	= Temperatur in Grad Celsius
K	= absolute Temperatur in Kelvin
	Energie E
J	Joule ($1 \text{ J} = 1 \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-2}$)
	Energiedosis D
Gy	= Gray ($1 \text{ Gy} = 1 \text{ J kg}^{-1}$)
rad	= Rad ($1 \text{ rad} = 10^{-2} \text{ Gy}$)

Größenordnungssymbole vor Maßeinheiten

μ (mikro)	$= 10^{-6}$
m (milli)	$= 10^{-3}$
c (centi)	$= 10^{-2}$
k (kilo)	$= 10^3$
M (mega)	$= 10^6$

Symbole und Abkürzungen

	Höhenangaben
a.s.l.	Meereshöhe (unspezifisch)
m NN	Meereshöhe (unspezifisch)
ALT	Meereshöhe im WGS84
HAE	Höhe über Ellipsoid im WGS84
WGS84	World Geographic System 1984
m GOF	m unter Geländeoberfläche
	Positionsbestimmung
Δh_{bar}	differentielle barometrische Höhenbestimmung
GPS	Global Positioning System
avgGPS	gemittelte GPS-Position
DGPS	Differentielle Positionsbestimmung mit GPS
mDGPS	mobile DGPS-Messung
sDGPS	stationäre DGPS-Messung
	Altersangaben
BP	before present (vor 1950)
cal BP	kalibriertes ^{14}C -Alter
AD	Anno Domini (Kalenderdatum)
BC	before Christ (Kalenderdatum)
	Methoden der Altersbestimmung
^{14}C	Radiokohlenstoff
OSL	Optisch Stimulierte Lumineszenz
IR-OSL	Infrarot-Optisch Stimulierte Lumineszenz
	Meßgrößen IR-OSL
δ	Wassergehalt
a-Wert	effektive Älphadosisleistung
D_E	Äquivalenzdosis
DD/dt	Dosisleistung

	Statistik		Bodenchemie
n	Anzahl der Beobachtungen	C _{org}	organische Substanz
x _{min}	Minimum	CaCO ₃	Carbonat
x _{max}	Maximum	pH	
\bar{x}	Mittelwert	EC _w	elektrische Leitfähigkeit im Boden-Wasser-Gemisch
Md	Median	S-Wert	austauschbare basische Kationen
CV	Variationskoeffizient	H-Wert	austauschbare saure Kationen
σ	Standardabweichung	T-Wert	effektive Kationenaustausch- kapazität (KAK _{eff})
r _{xy}	Produktmoment-Korrelations- koeffizient nach PEARSON	BS	Basensättigungsgrad
α	Signifikanzniveau	ESP	Na-Sättigung
	Strukturgeologie	K _{CAL}	„pflanzenverfügbares“ Kalium
MCT	Main Central Thrust	P _{CAL}	„pflanzenverfügbares“ Phosphor
STD	South Tibetan Detachment Fault		
ADF	lokale Bezeichnung für STD		Sonstige Abkürzungen
TNF	Thakkhola Normal Fault	AAS	Atom Absorptions Spectography
LHSS	Lesser Himalayan Sedimentary Sequence	AMS	Accelerated Mass Spectography
GHMS	Greater Himalayan Metamorphic Sequence	DAI	Deutsches Archäologisches Institut
TSS	Tibetan Sedimentary Sequence	KAVA	Kommission für Angewandte und Vergleichende Archäologie
	Sedimentologie		
T	Ton		
(f, m, g)	Fein-, Mittel-, Grob-		
U	Schluff		
(f, m, g)	Fein-, Mittel-, Grob-		
S	Sand		
G/Gr	Kies / Grus		
D ₅₀	Median der Korngrößen- verteilung		

Inhalt

	Vorwort	iii
	Verwendete Maßeinheiten, Symbole und Abkürzungen	v
	Verzeichnis der Abbildungen	viii
	Verzeichnis der Tabellen	xi
1.	Einleitung	1
2.	Untersuchungsgebiet	3
2.1	Geologie und Tektonik	7
2.1.1	Regionale Geologie	7
2.1.2	Zur quartären Hebung des Himalaya und Tibet Plateaus	12
2.2	Klima	16
2.2.1	Klimaelemente	18
2.2.1.1	Lufttemperatur	18
2.2.1.2	Niederschlag	21
2.2.1.3	Wind	23
2.2.2	Klimatologische Wasserbilanz	25
2.2.3	Paläoklima	30
2.3	Geomorphologie	37
2.4	Vegetation	39
2.4.1	Vegetationsverbreitung	39
2.4.2	Vegetationsentwicklung und anthropogener Einfluß	43
2.5	Hydrologie	44
2.5.1	Gewässernetz	45
2.5.2	Abfluß	45
2.6	Böden	47
2.7	Siedlungsstruktur	48
2.7.1	Wirtschafts- und Siedlungsstruktur	48
2.7.2	Siedlungsentwicklung	50
3.	Fragestellung und Methodik	55
3.1	Konzeption und Fragestellung	55
3.1.1	Zeitscheibe I	56
3.1.2	Zeitscheibe II	57

3.2	Methodik	59
3.2.1	Geländearbeiten	60
3.2.1.1	Positionsbestimmung	61
3.2.2	Sedimentologisch-bodenkundliche Labormethoden	65
3.2.3	Datierungsmethoden	67
3.2.3.1	OSL-Datierung	68
3.2.3.2	¹⁴ C-Datierung	69
3.2.3.3	Datierung mittels Keramik	69
3.4	Auswertung	71
3.4.1	Software	71
3.4.2	Fehlerrechnung	71
4.	Jungpleistozäner bis mittelholozäner Landschaftswandel	72
4.1	Der Süd-Thakkhola Paläosee	72
4.1.1	Kartierung der Seesedimente	76
4.1.2	Datierung der Seesedimente	86
4.1.3	Genese und Ausdehnung des Süd-Thakkhola Paläosees	97
4.1.4	Paläogeographische Implikationen	101
4.2	Die Einschneidung der Kali Gandaki	105
4.2.1	Terrassenstratigraphie	105
4.2.2	Talweitung Jomsom	107
4.2.2.1	Das 2.905-m-Niveau	112
4.2.2.2	Das 2.800-m-Niveau	115
5.	Landschaftswandel seit dem Siedlungsbeginn	121
5.1	Landschaftsökologische Gliederung und Morphogenese des Muktinath Tals	121
5.1.1	Unteres Muktinath Tal	123
5.1.2	Mittleres Muktinath Tal	126
5.1.3	Oberes Muktinath Tal	128
5.2	Landschafts-genese und Siedlungsentwicklung	134
5.2.1	Unteres Muktinath Tal	134
5.2.1.1	Struktur des Dzong Chu Schwemmfächers	137
5.2.1.2	Sedimentologische und bodenkundliche Befunde	143
5.2.1.3	Datierung des Kultosols	156
5.2.1.4	Genese des Kultosols	158
5.2.1.5	Landschafts-genetische Interpretation	160
5.2.2	Das Mittlere Muktinath-Tal	162
5.2.2.1	Kultosole im Mittleren Muktinath Tal	165

5.2.2.2	Sedimentologische und bodenkundliche Befunde	176
5.2.2.3	Landschaftsgenetische Interpretation	182
5.2.2.4	Siedlungsgeschichtliche Interpretation	183
5.2.3	Das Obere Muktinath Tal	188
5.2.3.1	Kultosole im Oberen Muktinath Tal	189
5.2.3.2	Sedimentologische und bodenkundliche Befunde	190
5.2.3.3	Rutschungen im Oberen Muktinath Tal	197
5.2.3.3.1	Untersuchungen zur rezenten Rutschungsdynamik	200
5.2.3.3.2	Befunde zur längerfristigen Rutschungsdynamik	209
6	Zusammenfassung	213
	Literatur	217
	Lebenslauf	
	Selbständigkeitserklärung	

Verzeichnis der Abbildungen

2.1	Karte des Untersuchungsgebiets	4
2.2	Satellitenbild des Thakkhola	5
2.3	Morphotektonische Gliederung des südlichen Thakkhola	7
2.4	Gefaltete und abgescherte Sedimentgesteine nördlich von Jomsom	10
2.5	Westrand des Thakkhola Grabens nördlich von Jomsom	11
2.6	Hebung des Tibet Plateaus und des Himalaya im Tertiär und Quartär	13
2.7	Klimadiagramme nach WALTER von Marpha, Jomsom und Mantang	17
2.8	Mittlerer Jahresgang der Lufttemperatur im Thakkhola	20
2.9	Mittlerer Jahresgang der Niederschläge im Thakkhola und in Lete	22
2.10	Jahresgang der mittleren Windgeschwindigkeiten, Station Marpha	24
2.11	Jahresgang von Niederschlag und potentieller Verdunstung	29
2.12	Gletscherschwankungen im Himalaya und Karakorum seit dem Hochglazial	32
2.13	Charakteristisches Landschaftsgefüge im südlichen Thakkhola	38
2.14	Vegetationsabfolge im Talquerprofil bei Marpha	41
2.15	Mittlere monatliche Abflußganglinie der Kali Gandaki bei Setibeni	46
3.1	Landschaftsökologisches Funktionalmodell	57
3.2	Auswirkungen der tagesperiodischen Luftdruckschwankungen auf die barometrische Höhenbestimmung	61
4.1	Kali Gandaki Tal zwischen Tukche und dem Himalaya-Hauptkamm	74
4.2	Seesedimente bei Marpha	77
4.3	Seesedimente und Terrassen an der westlichen Talflanke des Thakkhola zwischen Pramda Kyu und Jomsom Airport	78
4.4	Top der Seesedimente und hangende Schotter im Aufschluß Syang	79
4.5	Die Talweitung von Dankar Dzong	80
4.6	Seesedimente in einer Runse auf der Terrasse östlich Ekleibhatti	81
4.7	Das untere Dzong Chu Tal	83
4.8	Seesedimente und hangende Schotter im Südkliff des Dthingiyo Khola	84
4.9	OSL-Probenahmepunkte im Längsprofil des Süd-Thakkhola Paläosees	87
4.10	IR-OSL-Alter der Seesedimente in Abhängigkeit von der Höhenlage	92
4.11	Blattscheidenreste einer Monokolyte	93
4.12	Karte des Süd-Thakkhola Paläosees	99
4.13	Terrassensequenzen an der westlichen Flanke der Talweitung von Jomsom	108
4.14	Terrassensequenzen an der östlichen Flanke der Talweitung von Jomsom	108
4.15	Kali Gandaki Talquerprofil am Zusammenfluß mit dem Pramda Kyu und dem Langbo Kyun	111
4.16	Aufschluß Schuttkegel Langlangtang NW	113
4.17	Karbonatumhüllung von Armleuchteralgen	114
4.18	Schematischer Aufbau der Deckschichten der Terrasse Langlangtang	116
4.19	Deckschicht am Südostrand der Terrasse Langlangtang	118

5.1	Überblickskarte des Muktinath Tals	122
5.2	Kali Gandaki Talquerprofil an der Mündung des Dzong Chu bei Kagbeni	124
5.3	Das Mittlere Muktinath Tal	127
5.4	Das Obere Muktinath Tal	129
5.5	Aufschluß Deckschicht Tzaratang	132
5.6	Anthropogen überprägter Schwemmfächer des Dzong Chu bei Kagbeni	134
5.7	Flächennutzungskarte von Kagbeni	136
5.8	Aufschlußskizze Dzong Chu Schwemmfächer	138
5.9	Aufschluß des Westrands des Dzong Chu Schwemmfächers	139
5.10	Übergangsschicht im Bereich Kb-West B	140
5.11	Grenze zwischen Kultosol und Übergangsschicht im Aufschluß Buhne	141
5.12	Sedimentologisch-pedologische Kennwerte rezent bewirtschafteter Felder	152
5.13	Aufschluß Kagbeni Mitte	152
5.14	Aufschluß Kagbeni West 1	152
5.15	Aufschluß Kagbeni West 2	152
5.16	Aufschluß Kagbeni Torbogen	152
5.17	Aufschluß Kagbeni Buhne	153
5.18	Sedimentologisch-pedologische Kennwerte der Bohrung KbC98	153
5.19	Pedologische Kennwerte des Kultosols von Kagbeni	154
5.20	Austauschbare Kationen und Kationen-Austausch-Kapazität im Kultosol von Kagbeni	154
5.21	Nährstoffgehalte im Kultosol von Kagbeni	155
5.22	Schwermetallgehalte im Kultosol von Kagbeni	155
5.23	Die Orts- und Flurwüstung Phudzing	163
5.24	Aufschluß Kuse Nama Mitte	167
5.25	Aufschluß Kuse Nama Ost (Übersicht)	167
5.26	Aufschluß Kuse Nama Ost (Kultosolaufnahme)	167
5.27	Querprofil Phudzing Süd	168
5.28	Aufschluß Phudzing Süd 1	174
5.29	Aufschluß Phudzing Süd 2	174
5.30	Aufschluß Phudzing West 2	175
5.31	Aufschluß Phudzing West 1	175
5.32	Pedologische Kennwerte der Kultosole von Kuse Nama und Phudzing	180
5.33	Austauschbare Kationen und Kationen-Austausch-Kapazität der Kultosole von Kuse Nama und Phudzing	180
5.34	Nährstoffgehalte der Kultosole von Kuse Nama und Phudzing	181
5.35	Schwermetallgehalte der Kultosole von Kuse Nama und Phudzing	181
5.36	Mindestalter der Dzong Chu Terrassenniveaus im Mittleren Muktinath Tal	183
5.37	Alter der Kultosole von Kuse Nama und Phudzing	184
5.38	Rekonstruktion des Zugangs zu den Höhlenresten östlich von Phudzing	187
5.39	Aufschluß Khyinga Lehmkuhle	194
5.40	Aufschluß Khyinga Gully Nord	194

5.41	Aufschluß Khyinga Jharkot Guest House West	194
5.42	Pedologische Kennwerte der Kultosole von Khyinga	195
5.43	Kationen-Austausch-Kapazität der Kultosole von Khyinga	195
5.44	Nährstoffgehalte der Kultosole von Khyinga	196
5.45	Schwermetallgehalte der Kultosole von Khyinga	196
5.46	Rutschung Tongo zwischen Khyinga-Khalun und Rhamkar	198
5.47	Ansätze zur quantitativen Erfassung der Rutschungsdynamik	199
5.48	Längsprofil im Mittelhangbereich der Rutschung Tongo, Lokalität P1	200
5.49	Längsprofil eines aktiven Teils der Rutschung Tongo, Lokalität P2	202
5.50	Querprofil 1 des aktiven Teils der Rutschung Tongo, Lokalität P2	203
5.51	Querprofil 2 des aktiven Teils der Rutschung Tongo, Lokalität P2	203
5.52	Ausschnitt vom Fuß der Rutschung Tongo	205
5.53	Veränderungen der Punkthöhen am Fuß der Rutschung Tongo (1994-1995)	206
5.54	Längsprofil (Hauptprofil) am Fuß der Rutschung Tongo, Lokalität P3	207
5.55	Längsprofil (Nebenprofile) am Fuß der Rutschung Tongo, Lokalität P3	207
5.56	Überschiebungsfläche am Fuß der Rutschung Tongo	210
5.57	Aufschluß Basis Scherfläche Rutschung Tongo	211

Verzeichnis der Tabellen

2.1	Klimastationen und erfaßte Klimaelemente im Thakkhola	18
2.2	Jahresmittel der Lufttemperatur im Thakkhola	19
2.3	Jahressummen des Niederschlags im Thakkhola	21
2.4	Jahressummen der potentiellen Verdunstung und des Niederschlags	27
2.5	Gletscherstadien, Terrassenstratigraphie und mittlere Schneegrenze nördlich des Hauptkamms seit dem Hochglazial	31
2.6	Spätglaziale und holozäne Klimaentwicklung in West-Tibet	35
2.7	Holozäne Klimaentwicklung in Rajasthan, Indien	35
2.8	Hypsometrische Abfolge der Vegetationstypen im Raum Dhumpu	40
2.9	Hypsometrische Abfolge der Vegetationstypen zwischen Tukche und Panda Khola	41
2.10	Hypsometrische Abfolge der Vegetationstypen nördlich des Panda Khola	42
2.11	Vorläufige Periodisierung der Siedlungsgeschichte im Bereich der Höhlenkomplexe von Chokopani, Phudzing und Mebrak	51
2.12	Bauschichtstratigraphie von Khyinga-Khalun	52
3.1	Differenzen zwischen avgGPS- und sDGPS-Positionsbestimmungen für Hoch- und Rechtswerte sowie Höhe über dem Ellipsoid (HAE)	63
3.2	Stützpunkte des sDGPS-Meßnetzes	64
3.3	Genauigkeitsklassen und Methoden der Positionsbestimmung	65
4.1	Hangendgrenze der Seesedimente im südlichen Thakkhola	85
4.2	Probenahmepositionen für die OSL-Datierungen der Akkumulationsphase	88
4.3	Sedimentologische Kennwerte der Proben für die OSL-Datierungen	89
4.4	Ergebnisse der IR-OSL-Datierungen der Akkumulationsphase	90
4.5	Bezugshöhen und mittlere Alter der Seesedimente im Raum Marpha und Jomsom	94
4.6	Abtragsraten für semi-aride Hochgebirge und Einzugsgebiete im Himalaya und Karakorum	103
4.7	Parallelisierung der Terrassenstratigraphien für das südliche Thakkhola	106
4.8	Absolute und relative Höhenlage der Terrassenniveaus bei Jomsom	112
5.1	Absolute und relative Höhenlage der Terrassenniveaus an der Mündung des Dzong Chu bei Kagbeni	124
5.2	Statistische Kennwerte und Tiefenfunktion der untersuchten Bodenparameter für den Kultosol von Kagbeni	150
5.3	Statistische Kennwerte und Tiefenfunktion der Schwermetalle im Kultosol von Kagbeni	151
5.4	IR-OSL-Datierungen des Kultosols von Kagbeni	157
5.5	¹⁴ C-Datierungen an Holzkohle aus dem Kultosol von Kagbeni	157
5.6	¹⁴ C-Datierungen an Holzkohle aus dem Kultosol im Aufschluß Kuse Nama Ost	166
5.7	¹⁴ C-Datierungen an Holzkohle aus dem Kultosol im Aufschluß Phudzing	

	Süd 1	170
5.8	¹⁴ C-Datierungen an Holzkohle aus dem Kultosol im AufschlußPhudzeling Süd 2	171
5.9	¹⁴ C-Datierungen an Holzkohle aus dem Kultosol im AufschlußPhudzeling West 2	172
5.10	¹⁴ C-Datierungen an Holzkohle aus dem Kultosol im AufschlußPhudzeling West 1	173
5.11	Statistische Kennwerte und Tiefenfunktionen der untersuchten Bodenparameter für die Kultosole von Kuse Nama und Phudzeling	178
5.12	Statistische Kennwerte und Tiefenfunktionen der Schwermetallgehalte in den Kultosolen von Kuse Nama und Phudzeling	179
5.13	Statistische Kennwerte und Tiefenfunktionen der untersuchten Bodenparameter für den Kultosol von Khyinga	192
5.14	Statistische Kennwerte und Tiefenfunktionen der Schwermetallgehalte im Kultosol von Khyinga	193

1 Einleitung

Das Wirkungsgefüge Mensch – Umwelt ist unter dem Schlagwort ‚Global Change‘ in den letzten Jahrzehnten, ausgelöst durch die antizipierten Folgen der anthropogenen Eingriffe in das Ökosystem verstärkt Gegenstand der öffentlichen und wissenschaftlichen Diskussion. Einen Schwerpunkt bilden historisch-genetische Analysen dieses Wirkungsgefüges, das zusätzlich zu den natürlichen Schwankungen (GOUDIE 1992; WILLIAMS et al. 1993) seit geraumer Zeit beabsichtigten und unbeabsichtigten Veränderungen durch den Menschen unterliegt (GOUDIE 1993; GOUDIE & VILES 1997; BURCHARD 1998). Dabei dokumentieren zahlreiche Arbeiten mindestens für vorindustrielle Gesellschaften eine starke Abhängigkeit der Bevölkerungs- und Siedlungsentwicklung von den Veränderungen der physischen Umweltbedingungen (BORK et al. 1998; VAN DER LEEUW 1998; ATKINS et al. 1998, 53ff.; BROWN 1997, 10f.). Besondere Bedeutung wird dem Klima beigemessen (LAMB 1995; ISSAR 1995), das sich direkt (PFISTER 1985; SWAMINATHAN 1987; THOMPSON et al. 1992, 313ff.; HÖRMANN & CHMIELEWSKI 1998) und indirekt - in seiner Funktion als Steuergröße hydrologischer und geomorphologischer Prozesse (BÜDEL 1963; WILHELMY 1975; DERBYSHIRE 1976; AHNERT 1996, 68f.) – insbesondere auf die Landwirtschaft und damit die Lebensgrundlagen der Gesellschaften auswirkt (z.B. CULBERT 1988, 97ff.; SCHLANGER & WILSHUSEN 1993). Darüber hinaus haben endogen induzierte geomorphologische Prozesse wie Vulkanausbrüche oder durch Erdbeben ausgelöste Massenbewegungen einen gewissen Stellenwert, wobei hier die Auswirkungen in der Regel räumlich enger begrenzt sind (LI TIANCHI 1990; SCHUSTER 1996).

Angesichts der „komplexen Wirkungskette“ und der Bedeutung der anthropogenen Eingriffe im Hinblick auf die Veränderungen der physischen Umweltbedingungen haben BORK et al. (1998, 17) den Begriff der „Mensch-Umwelt-Spirale“ geprägt. Deren häufig nicht-lineare Dynamik drückt sich in einem Wechsel von Stabilitäts- und Instabilitätsphasen der Landschafts- und Siedlungsentwicklung aus. Basierend auf umfangreichen landschaftsgenetischen Untersuchungen in Mitteleuropa vertreten sie die These, daß die mehrfach nachweisbaren Destabilisierungsphasen, an deren Anfang jeweils eine Ausdehnung und Intensivierung des Ackerbaus und die damit einher gehenden Veränderungen des naturnahen Prozeßgefüges standen, letztendlich zu den bekannten Wüstungsperioden (dazu ABEL 1967, 56ff., 110ff.; SCHWARZ 1989, 205ff.) in der mitteleuropäischen Siedlungsgeschichte führten.

Auch im Tibetischen Himalaya zeugt das Nebeneinander von rezenter Besiedlung und zahlreichen Burg-, Siedlungs- und Flurwüstungen (s. Photo Deckblatt) von einer durch Stabilitäts- und Instabilitätsphasen gekennzeichneten Siedlungs-

und Landschaftsdynamik. Dabei lassen die Wüstungen unweigerlich „Bilder von Katastrophen, Massenauswanderungen und ökologischen Krisen entstehen“ (CAMERON 1993, 3).

Neben der Rekonstruktion der bisher weitgehend unbekannten Kulturgeschichte war die Untersuchung der kultur- und geoökodynamischen Determinanten der Siedlungsentwicklung das Ziel des „interdisziplinäre[n], primär geistes- bzw. kulturwissenschaftlich angelegten“ (SCHUH & HAFFNER o.J., 3) DFG-Schwerpunktprogramms „Siedlungsprozesse und Staatenbildung im Tibetischen Himalaya“. An diesem Programm waren zwischen 1993 und 1998 bis zu 15 Arbeitsgruppen unterschiedlicher Fachdisziplinen beteiligt. Obwohl im Schwerpunktprogramm ursprünglich zwei räumliche Schwerpunkte definiert waren, konzentrierten sich die Untersuchungen der meisten Gruppen aus forschungspolitischen Gründen auf das in Nepal zwischen dem Himalaya-Hauptkamm und der Grenze zu Tibet in Höhen über 2.500 m NN gelegene Thakkhola.

Mit der vorliegenden Arbeit werden die seit 1994 in diesem Rahmen durchgeführten Untersuchungen zum Landschaftswandel in dem semi-ariden Hochgebirgsraum zusammenfassend dargestellt. Dabei wird zunächst das Untersuchungsgebiet vorgestellt und der Stand der Forschung im Hinblick auf die Geoökodynamik und die Siedlungsentwicklung im Thakkhola diskutiert (Kap. 2). Anschließend werden ausgehend von einem landschaftsökologischen Funktionalmodell die Fragestellungen präzisiert und die Untersuchungsmethoden erläutert (Kap. 3). Die Präsentation der Untersuchungsergebnisse ist in zwei Teile gegliedert. Zunächst werden die Befunde zum jungpleistozänen und holozänen Landschaftswandel diskutiert (Kap. 4). Diese Ausführungen konzentrieren sich entsprechend der Konzeption der Untersuchung auf die Entwicklung des Vorfluters, der Kali Gandaki. Im zweiten Teil (Kap. 5) bilden die Fragen nach den anthropogenen Eingriffen in das Geoökosystem sowie den Auswirkungen der natürlichen oder quasi-natürlichen Dynamik der Geoökofaktoren auf die Siedlungsgeschichte den Schwerpunkt der Darstellung. Diese Ausführungen beziehen sich im wesentlichen auf die Arbeiten, die im Muktinath Tal, einem an der Grenze zu Nord-Mustang gelegenen Seitental, durchgeführt wurden. Abschließend (Kap. 6) werden die wichtigsten Ergebnisse zusammengefaßt.

2. Untersuchungsgebiet

Die Untersuchungen wurden im nördlich des Himalaya-Hauptkamms gelegenen Teil des Einzugsgebiets der Kali Gandaki durchgeführt (Abb. 2.1). Die südliche Grenze des untersuchten Gebiets ergibt sich aus dem Verlauf des Hauptkamms, der hier durch den Dhaulagiri I (8.167 m) und den Nilgiri (7.061 m) markiert wird. An der Talsohle wurde als südlichster Punkt der Ort Kalopani auf einer Meereshöhe von etwa 2.500 m gewählt. Wie die schneebedeckten Areale im Satellitenbild zeigen (Abb. 2.2), wird das Gebiet im Westen und Osten von mehreren, über 6.000 m ansteigenden Höhenzügen begrenzt. Dazu gehören der Dhaulagiri Himal und der Mustang Himal im Westen sowie der Muktinath Himal und der Damodar Himal im Osten (HAGEN 1968, Tafel I). Im Norden fehlt ein deutlich abgrenzender Höhenzug. Nach BORDET (1971, 18) fällt die nördliche Wasserscheide, die das Einzugsgebiet der Kali Gandaki vom Einzugsgebiet des Tsang Po trennt, mit dem Verlauf der Landesgrenze Nepals zusammen (Abb. 2.1). Hier werden Höhen zwischen 4.500 m und 5.000 m erreicht (HAGEN 1968, Tafel I). Die Größe des so abgegrenzten Einzugsgebiets der Kali Gandaki beträgt etwa 3.450 km².

Für das Gebiet hat sich die Bezeichnung „Thakkhola“ (HAGEN 1959; C.N.R.S. 1968; FORT 1980a+b), bzw. „Thak Khola“ (VON FÜRER-HAIMENDORF 1975; KUHLE 1982; MIEHE 1982; MORILLON & THOUVENY 1991; YOSHIDA et al. 1984; VINDING 1992; Thak-Khola bei GEORG 1996) etabliert. Allerdings zeigt ein genaueres Studium der Literatur, daß mit diesem „Landschaftsbegriff“ (VON DER HEIDE 1993, 129), der nach HAGEN aus dem Nepali stammen soll und mit ‚roter Fluß‘ (1959, 709) oder ‚rotes Tal‘ (1968, 15; auch FORT 1996, 125) zu übersetzen wäre, unterschiedliche Gebiete angesprochen werden: Während TUCCI (1953) diesen Begriff noch nicht verwendet, bezeichnet HAGEN (1959, 709; 1968, 10) das gesamte nördlich des Hauptkamms bzw. nördlich von Dhumpu gelegene Tal (Einzugsgebiet) der Kali Gandaki als Thakkhola. Dagegen verwenden VINDING (1992, 1; 1998, 12) und SCHUH (1994, 76) den Namen Thak Khola als Oberbegriff für zwei kulturräumliche Einheiten, nämlich das südlich gelegene „Thaksatsae“ und das nördlich anschließende „Pacgau“, die im Kali Gandaki Tal zwischen Ghasa und Jomsom anzusiedeln sind (s. Abb. 2.1). Zudem vertritt VINDING (1998, 9 u. 447) die Meinung, daß das Wort „Thak“ aus dem Thakali stammt und Thak Khola somit sinngemäß „das Tal im Grenzgebiet“ bedeutet. In der Auffassung von VON FÜRER-HAIMENDORF (1975, 134ff.) umfaßt das Thak Khola nicht nur „Thaksatsae“ und „Panchgaon“, sondern auch noch das nördlich anschließende „Baragaon“. Nach VON DER HEIDE (1993, 129) soll sich die Bezeichnung „ursprünglich auf das Tal zwischen den Orten Ghasa und Jomosom“, dem „Ursprungsgebiet“ der Thakali (1992, 89) bezogen haben, „heute aber oft auch für die Region zwischen

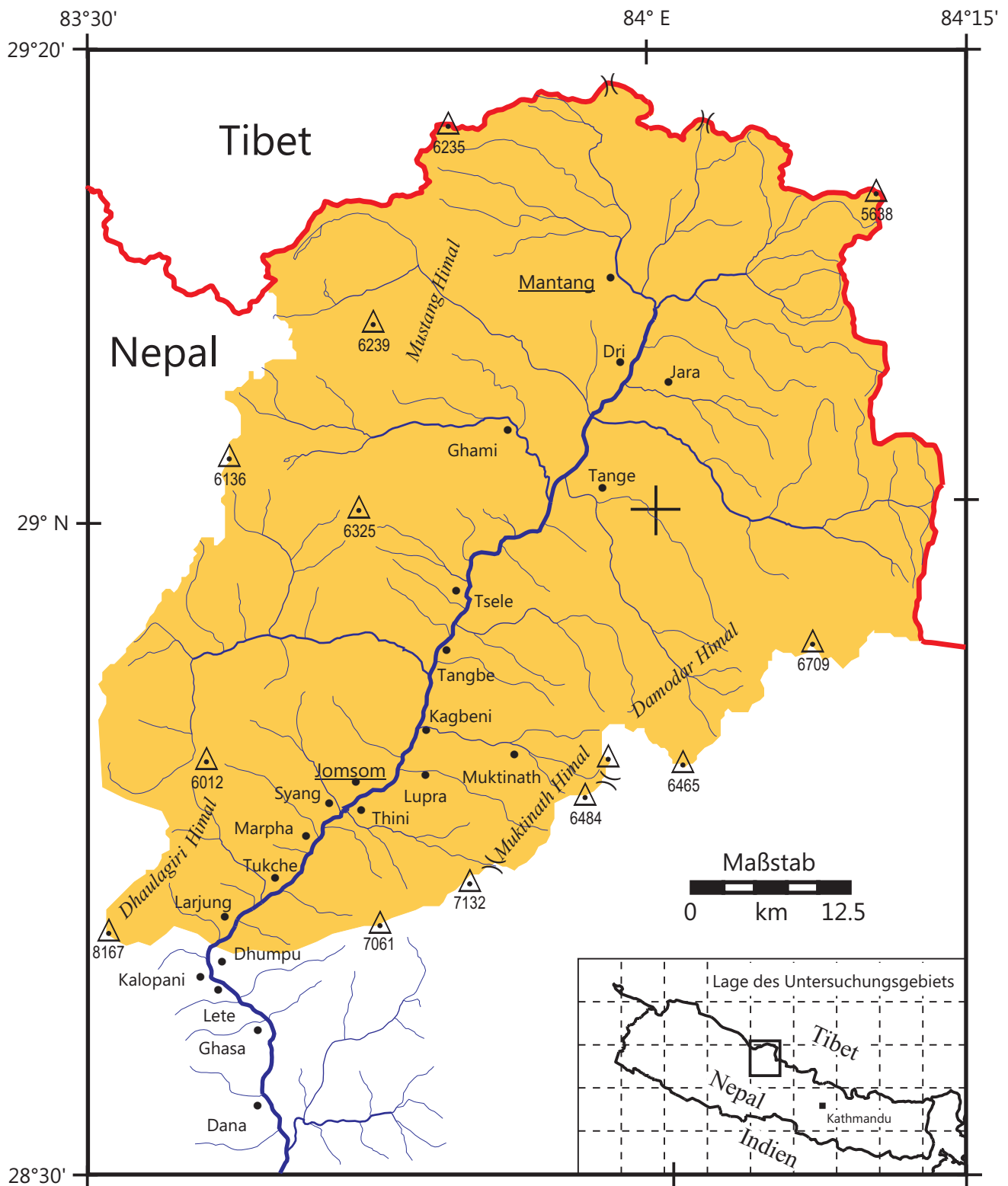


Abb. 2.1: Karte des Untersuchungsgebiets
(Universale Transversale Mercator Projektion, ca. 1:500.000)
(Kartengrundlage: Geological Map of Nepal 1:125.000,
Blätter 62P-B, 62O-D, 71D-A, 71C-C,
hrsg. von H.M.G. Survey Department, Topographic Survey Branch, Kathmandu, 1985)



Abb. 2.2: Satellitenbild des Thakkhola (eingenordet) (Maßstab ca. 1:633.000).

Die Kreise kennzeichnen von Süden nach Norden: Jomsom (weiß), Kagbeni (weiß) und Mantang (schwarz)(s. Abb. 2.1). Die gestrichelte weiße Linie kennzeichnet den Verlauf der Dangarjong-Verwerfung bzw. der Thakkhola Normal Fault. (Quelle: EROS Data-Center)

den Orten Ghasa und Kagbeni angewendet“ werden (VON DER HEIDE 1993, 129). BORDET (1971, 18) vermutete, daß sich die Bezeichnung ursprünglich auf den Talabschnitt nördlich von Tshug in Nord-Mustang bezog, wo weitverbreitet rötliche Sedimente anstehen, dann jedoch auf das Siedlungsgebiet der „Thakkhali“ ausgedehnt wurde. KUHLE scheint den Begriff „Thak Khola“ als Synonym für das Kali Gandaki Tal zu verwenden. Noch im Raum Kusma, etwa 50 km südlich von Kalopani spricht er vom „Thak Khola“ (1982, Bd. 2, Abb. 107). Im Rahmen dieser Arbeit wird der Landschaftsbegriff ‚Thakkhola‘ in seiner in der geowissenschaftlichen Literatur weitgehend akzeptierten Schreibweise und synonymen Bedeutung für das Einzugsgebiet der Kali Gandaki nördlich von Dhumpu verwendet. Mit der Schreibweise ‚Thakkhola‘ soll zum Ausdruck gebracht werden, daß hier eine über den Kultorraum ‚Thak Khola‘ im Sinne von VINDING (1998, 12) hinausgehende räumliche Einheit gemeint ist.

Das Untersuchungsgebiet ist weitgehend identisch mit der administrativen Einheit „Mustang District“, die der „Western Development Region“ in Nepal zugeordnet ist (SHRESTA 1988, 9). Zwischen Mitte der 1960er Jahre (KRUMMENACHER 1971, 249) und März 1992 (JOHN 1993, 9; SHACKLEY 1995, 172) war der Zugang zum nördlichen Teil des Mustang Distrikts für Ausländer weitgehend gesperrt. Auch nach der Öffnung des Gebiets für den Tourismus unterliegen Reisen nach Nord-Mustang finanziellen und organisatorischen Einschränkungen (SHACKLEY 1995, 176; VON DER HEIDE 1997, 354f.). Angesichts der hohen Kosten war es daher nur einmal, im Jahre 1995, möglich, eine Begehung des nördlich von Kagbeni gelegenen Bereichs durchzuführen. Entsprechend konzentriert sich die Darstellung im wesentlichen auf den südlichen Teil des Thakkhola.

Im folgenden werden die landschaftsökologischen Grundzüge des Untersuchungsgebiets ausgehend vom derzeitigen Stand der Forschung vorgestellt. Dabei wird deutlich, daß trotz zahlreicher Untersuchungen, die in der Regel von ausländischen Wissenschaftlern durchgeführt worden sind (SHARMA 1977, 105), selbst bei grundlegenden Sachverhalten, wie den rezenten klimatischen und hydrologischen Verhältnissen noch erhebliche Lücken insbesondere bei der Quantifizierung bestehen. Darüber hinaus sind vor allem bei den Darstellungen zur Genese und zur quartären Entwicklung des Untersuchungsgebiets widersprüchliche Auffassungen festzustellen. Deshalb muß, weniger um die folgenden Ausführungen von vorne herein in Frage zu stellen, sondern vielmehr um den Umfang der Diskussion zu erklären, festgestellt werden, daß ein wesentliches Kennzeichen des Untersuchungsgebiets die Unsicherheit bezüglich der Prozeßdynamik und der Genese ist. Dieses Kennzeichen hat das Thakkhola mit vielen anderen Hochgebirgsregionen, insbesondere aber mit anderen Teilen des Himalayas gemeinsam (THOMPSON & Warburton 1985; KATTELMANN 1987; RAMSAY 1986, 366).

2.1 Geologie und Tektonik

2.1.1 Regionale Geologie

Morphotektonisch liegt das Thakkhola im „Tethys- oder Tibet-Himalaya“ (FUCHS 1967, 6), der im Norden mit der „Indus-Tsangpo Suturezone“, an die Eurasische Platte grenzt (LE FORT 1996, 95). Im Süden reicht das Untersuchungsgebiet geringfügig über die „Annapurna Detachment Fault (ADF)“ (BROWN & NAZARCHUK 1993, 463; s. Abb. 2.3) in den Bereich des kristallinen „Hohen Himalaya“ (FUCHS 1967, 6). Die südliche Grenze des Hohen Himalaya, oder „Tibetan Slab“ (LE FORT 1975, 4; PÊCHER 1991, 587), die von der „Main Central Thrust (MCT)“ markiert wird, kreuzt das Kali Gandaki Tal 14 km südlich von Kalopani bei Dana.

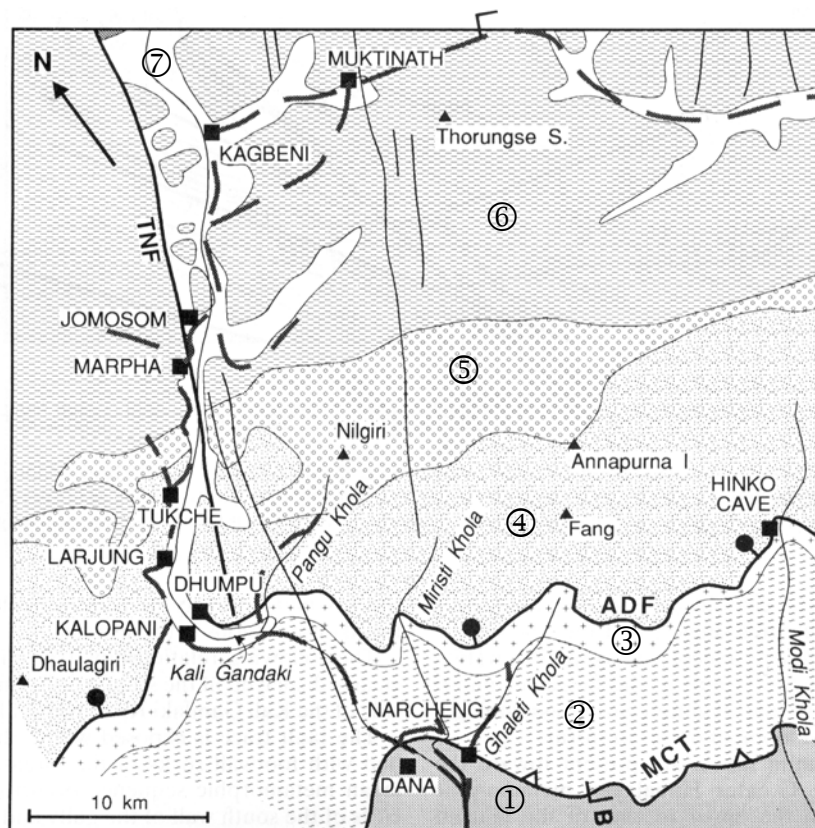


Abb. 2.3: Morphotektonische Gliederung des südlichen Thakkhola
(aus BROWN & NAZARCHUK 1993, 463)

MCT = Main Central Thrust; ADF = Annapurna Detachment Fault;
TNF = Thakkhola Normal Fault

- 1 = Lesser Himalayan Sedimentary Sequence (LHSS)
- 2, 3 = Greater Himalayan Metamorphic Sequence (GHMS)
- 4, 5, 6 = Tibetan Sedimentary Sequence (TSS)
- 7 = Quaternary Sediments (innerhalb der TSS)

Die ADF, die dem „South Tibetan Detachment System (STD)“ zugerechnet wird (BURCHFIEL et al. 1992; COLEMAN & HODGES 1995, 50; HODGES et al. 1996, 1266) ist in einem kleinen Nebental westlich der Kali Gandaki zwischen Dhumpu und Larjung aufgeschlossen (BROWN & NAZARCHUK 1993, 465). Dabei handelt es sich um das gleiche Tal, in dem LE FORT (1971, 64f.) die mit etwa 45° nach Norden einfallende Grenze zwischen den „gneiss oëillés“ als oberstem Glied der „Dalle du Tibet“ und den „Calcaires de Larjung“ als Basis der Tethys-Sedimente identifiziert hat. HAGEN (1954, 329; 1959, 710; auch 1968, 150ff.) lokalisierte hier - das sei im Hinblick auf die Diskussion in Kapitel 4.1 angemerkt - die „Naht“ zwischen „den kristallinen Wurzeln der Kathmandu-Decken“ und den hangenden Sedimenten. Bei der ADF handelt es sich um eine „normal fault“ (BROWN & NAZARCHUK 1993, 464; auch KRUMMENACHER 1971b, 266), also eine Abschiebung (EISBACHER 1991, 50), an der die hangenden Tethys-Sedimente relativ zu den liegenden kristallinen Gesteinen des Hohen Himalaya gen NE versetzt sind. Da die Gipfel des Dhaulagiri Himal, des Nilgiri Himal und des Annapurna Himal im Hangenden dieser Verwerfung liegen, sind sie morphotektonisch bereits zum Tethys- oder Tibet-Himalaya zu rechnen. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an Muskovit im Bereich der ADF (GODIN et al. 1998, 70) zeigen, daß die Scherfläche bereits im Miozän vor 12 bis 15 Ma aktiv war.

Südlich der Abschiebungsfläche stehen nach FUCHS (1967, 74) biotit- und muskovitführende Kalkglimmerschiefer sowie helle dickbankige Zweiglimmergranitgneise an. Die Basis der hangenden „Tethys- oder Tibet-Zone“, unter der nach FUCHS (1967, 153) die nördlich des Hohen Himalaya gelegenen paläozoischen bis alttertiären Sedimentgesteine subsumiert werden, bildet der kambro-ordovizische Dhaulagiri-Kalk, ein 2.000 bis 4.000 m mächtiger Karbonatkomplex, der vorwiegend aus dickbankig-gebänderten Kalken und Kalkschiefern aufgebaut wird (FUCHS 1967, 155ff.; FUCHS & FRANK 1970, 49ff.). Detaillierte Ausführungen zur Lithostratigraphie dieses Komplexes und der weiteren Folgen der Tethys-Sedimente, deren paläozoische bzw. mesozoische Anteile Mächtigkeiten von 6.100 m bzw. 3.600 m aufweisen (KRUMMENACHER 1971, 266) würden den Rahmen dieser Arbeit sprengen. Bezüglich der paläozoischen Abfolgen sei auf FUCHS (1967, 155-172), COLCHEN (1971) und KRUMMENACHER (1971b) verwiesen. Die Lithostratigraphie des Mesozoikums wird von FUCHS (1967, 172-190), MOUTERDE (1971) bzw. KRUMMENACHER (1971b) sowie von VON RAD et al. (1994) diskutiert. Letztere Arbeit ist besonders hervorzuheben, da sich hier eine Korrelation der von verschiedenen Autoren verwendeten lithostratigraphischen Bezeichnungen findet. Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Tethys-Sedimente eine große Bandbreite sedimentärer Bedingungen widerspiegeln, die von terrestrischen Ablagerungsräumen, z.B. im Rhätium sensu lato (VON RAD et al. 1994, 104) und in der Unteren Kreide (MOUTERDE 1971, 159) bis zu bathyalen Bedingungen u.a. in der

Unteren Trias (VON RAD et al. 1994, 85) reichen. Ausgehend von den unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen sowie der Diagenese und Metamorphose (GARZANTI et al. 1994) finden sich unterschiedliche Varietäten von klastischen Sedimentgesteinen wie Konglomerate, Sandsteine und Quarzite, Pelite, Schiefertone, Tonschiefer und Schiefer, Mergel, sowie Kalksteine und Dolomite mit unterschiedlich hohen Anteilen klastischer oder biogen-klastischer Beimischungen. Von besonderer Bedeutung für die Morphodynamik sind die Schiefer, die von HAGEN (1968, Tafel II) als „Saligram Serie“ bezeichnet und von MOUTERDE (1971, 153) und KAMADA et al. (1982, 150) als „Spiti Shales“ angesprochen werden, da im Bereich der Schiefer häufig Rutschungen ausgebildet sind (IWATA et al. 1982, 88; FORT 1987, 227; BAADE et al. 1998, 59).

Das lithologische Spektrum nördlich der „Annapurna Detachment Fault“ umfaßt darüber hinaus an der Basis der Tethys-Sedimente Ganggesteine und im Norden des Einzugsgebiets Granit. Bei dem von HAGEN (1954, 327) erstmals erwähnten „Mustang Granit“ handelt es sich um einen „spät- bis postorogenen Turmalingranit“ bzw. „fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergranit [...] fast ohne Parallelgefüge“ (FUCHS 1967, 190f.). Während LE FORT & FRANCE-LANORD (1995) die Ansicht vertreten, daß der miozäne Granit (KRUMMENACHER 1971a, 194) nur am Westrand des Einzugsgebiets ansteht, zeigt die Geologische Karte 1:125.000 von Nepal (TOPOGRAPHIC SURVEY BRANCH 1985) in Übereinstimmung mit HAGEN (1959, 711; 1968, Tafel II) den Mustang Granit sowohl am westlichen als auch am östlichen Rand des Thakkhola. Da der Mustang Granit nur im Norden vorkommt und eindeutig zu identifizieren ist, dient er im südlichen Thakkhola als Leitgeschiebe für Kali Gandaki Schotter (FORT et al. 1982, 83).

Im Rahmen der Entwicklung des Himalaya (SORKHABI & STUMP 1993; LE FORT 1996, SEARLE 1996; KAZMI & JAN 1997, 67ff.) wurden die Tethys-Sedimente stark eingeeignet und gefaltet. Daher ist die geologische Struktur des Gebiets durch eine Abfolge von grob NW-SE-streichenden Antiklinal- und Synklinalstrukturen geprägt (HAGEN 1968, 156, Fig. 135; BORDET 1971b). Die Intensität der Faltung ist zwischen dem Hauptkamm und dem Muktinath Tal am größten (HAGEN 1959, 719). Dort wurden die Sedimente, wie die geologischen Profile entlang der Kali Gandaki zeigen (HAGEN 1959, Tafel I; FUCHS 1967, Tafel 8, Profil 15; BROWN & NAZARCHUK 1993) so weit eingeeignet, daß enge und isoklinale Faltung häufig zu beobachten ist. Nördlich des Muktinath Tals dominieren dagegen offene Falten. Darüber hinaus hat die starke tektonische Beanspruchung dazu geführt, daß sich parallel zum Streichen der Faltenachsen Abscherungen ausgebildet haben (Abb. 2.4).

Neben den NW-SE streichenden Antiklinal- und Synklinalstrukturen sowie den dazugehörigen Verwerfungen, sind im Untersuchungsgebiet bedeutende NNE-SSW-streichende Lineamente zu verzeichnen. Diese gehören zum Thakkhola Gra-

ben (HAGEN 1959; BORDET 1971b; FORT et al. 1982), einem asymmetrischen Graben, der im Westen durch die „Dangarjong-Verwerfung“ (HAGEN 1959, 713) oder „Thakkhola Normal Fault“ (BROWN & NAZARCHUK 1993, 462), die von Nord-Mustang bis zum Hauptkamm durchzieht, begrenzt wird (Abb. 2.3). Im Satellitenbild (Abb. 2.2) wird der Verlauf dieser Störung durch die Grenze zwischen den hellgrauen und dunkelgrauen Arealen am Westrand des Thakkhola nachgezeichnet. Die maximale Sprunghöhe der Verwerfung wird in der Nähe von Dankar Dzong auf 3.000 m (HAGEN 1968, 155) bis über 5.000 m (GARZANTI et al. 1994, 629) geschätzt. Während der Verlauf der Westrandverwerfung nördlich von Marpha und Jomsom, wo sie auch morphologisch wirksam wird (HAGEN 1959, 718) (Abb. 2.5) unumstritten ist, wird südlich von Marpha diskutiert, ob die Verwerfung in der Talmitte (HAGEN 1959, 711; FUCHS 1967, Tafel 8) oder östlich der Kali Gandaki (Abb. 2.3; FORT et al. 1982, 77; BROWN & NAZARCHUK 1993, 463; HODGES et al. 1996, 1266), zu lokalisieren ist.

Der östliche Grabenrand ist in mehrere Staffelbrüche aufgelöst und weniger markant ausgebildet (Abb. 2.2). Folglich zeigen die Schichten hier ein deutliches Einfallen in Richtung auf die Grabenachse (HAGEN 1968, 155 u. Tafel IV). Der Verlauf der bedeutendsten östlichen Verwerfungen wird durch das Heiligtum von Muktinath markiert (FORT et al. 1982, 77), das sich, hervorgerufen durch einen



Abb. 2.4: Gefaltete und abgescherte Sedimentgesteine nördlich von Jomsom
(Photo: J. Baade)

Gasaustritt (SHARMA 1977, 121; WALTHAM 1996, 7), durch ‚brennendes Wasser‘ auszeichnet (MESSERSCHMIDT 1989, 90). Während HAGEN (1959, 711; 1968, Kartenbeilage) die Grabenstruktur auf das Thakkhola beschränkt sah, vertreten COLEMAN & HODGES (1995, 49) und SEARLE (1995) die Auffassung, daß auch die NNE-SSW-streichenden Störungen im östlich anschließenden Marsyandi Tal zum ‚Thakkhola Fault System‘ zu rechnen seien.

Die südliche Grenze des Thakkhola Grabens ist bisher nicht sicher definiert. Während COLEMAN & HODGES (1995, 49) der Ansicht sind, daß das ‚Thakkhola Fault System‘ auf den Bereich nördlich des ‚South Tibetan Detachment Systems‘ beschränkt ist (auch HAGEN 1959, 711; FORT et al. 1982, 77), interpretiert WALTHAM (1972, 211) die heißen Quellen von Tatopani als Hinweis auf eine von Muktinath bis Tatopani, also bis in den Niederen Himalaya durchziehende Verwerfung am östlichen Grabenrand. In anderen Arbeiten (HAGEN 1968; BROWN & NAZARCHUK 1993; HODGES et al. 1996) reichen Teile der Westrandverwerfung geringfügig über das ‚South Tibetan Detachment Systems‘ hinaus (Abb. 2.3).



Abb. 2.5: Der Westrand des Thakkhola Grabens nördlich von Jomsom.

Das helle Band links im Hintergrund (↓) kennzeichnet den Übergang zwischen der syntektonischen Grabenfüllung (rechts) und der gehobenen Grabenschulter (links). Im Talgrund sind das Schotterbett der Kali Gandaki, der vegetationsarme Schuttfächer des Panda Khola und in der Bildmitte die bewässerten Terrassen von Kagbeni zu erkennen. Das begrenzte Wolkenband im Bereich der westlichen Grabenschulter illustriert das lokalklimatische Phänomen der ‚feuchten Hangzone‘ bzw. der ‚trockenen Talsohle‘ (s. Kap. 2.2) (Photo: J. Baade).

So die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an hydrothermalen Glimmern aus den Verwerfungen im Marsyandi Tal, die etwa 40 km östlich des Thakkhola Grabens liegen, übertragbar sind, erfolgte die tektonische Anlage des Thakkhola Grabens vor mehr als 14 Ma (COLEMAN & HODGES 1995), also erst „spät- bis postorogen“ (FUCHS 1967, 197). Damit wäre die Grabenbildung etwa zeitgleich mit der Abschiebung an dem „South Tibetan Detachment System“ erfolgt (GODIN et al. 1998), aber jünger als die Intrusion des Mustang Granits, der von der westlichen Grabenrandverwerfung durchschnitten wird (LE FORT & FRANCE-LANORD 1995).

Zu einer Hohlform, respektive Sedimentfalle, hat sich der Thakkhola Graben, der mit bis zu 850 m mächtigen syntektonischen Sedimenten verfüllt ist, nach den bisherigen Befunden erst später entwickelt. Unter Vorbehalt weisen FORT et al. (1981, 34; auch FORT et al. 1982, 94) der liegenden „Tetang Formation“, die diskordant über den gefalteten mesozoischen Tethys-Sedimenten ansetzt, ein pliozänes Alter und der hangenden „Thakkhola Formation“, die nicht mit der „Thakkhola Serie“ von HAGEN (1968, Tafel II) zu verwechseln ist, ein altpleistozänes Alter zu. Ähnliche Alterseinschätzungen liegen von YOSHIDA et al. (1984, 114) und LE FORT & FRANCE-LANORD (1995, 55) vor. Bis heute hat sich die Kali Gandaki bis zu 600 m tief in die syntektonische Grabenfüllung, die nur in Nord-Mustang aufgeschlossen ist, eingeschnitten. Die vermeintliche Hebung (s. Kap. 2.1.1.), die diese Einschneidung initiiert haben soll, wird von FORT et al. (1982, 94), in Anlehnung an chinesische Autoren, an das Ende des „Early Pleistocene“ gestellt, das nach MEYERHOFF et al. (1991, 106) den Zeitraum vor 2,0 bis 1,2 Ma umfaßt.

2.1.2 Zur quartären Hebung des Himalaya und Tibet Plateaus

Die tektonische Entwicklung im Untersuchungsgebiet, das an der Grenze zwischen dem Himalaya und dem Tibet Plateau liegt, war über die Grabenbildung hinaus mit vertikalen Krustenbewegungen bzw. mit einer Hebung verbunden. Wie der Vergleich unterschiedlicher Rekonstruktionen der Hebungsgeschichte des Tibet Plateaus und des Himalayas (Abb. 2.6) zeigt, wird der Verlauf dieser „morphogenetischen Phase“ (GANSER 1982) seit der Wende Eozän/Oligozän, für die noch eine gewisse Übereinstimmung festzustellen ist, kontrovers diskutiert.

Dabei geht eine Gruppe von Autoren (FIELDING 1996, SEARLE 1995, COLEMAN & HODGES 1995) davon aus, daß das Tibet Plateau bereits im Miozän seine größte Höhe mit etwa 5.400 m NN (FIELDING 1996, 77) erreicht hat und seitdem durch einen als „gravitative[n] Kollaps“ bezeichneten „Dehnungsprozeß“ (FRISCH & LOESCHKE 1990, 162) an Höhe verloren hat (A u. B in Abb. 2.6). Dieser Dehnungsprozeß manifestiert sich nach SEARLE (1995) in zahlreichen N-S-streichenden Grabenstrukturen im Süden des Tibet Plateaus, zu denen auch der Thakkhola Graben zählt. Während FIELDING (1996) den Zeitpunkt der Kulmination

vor 8 Ma ansetzt (auch EDWARDS & HARRISON 1997, 545), dabei aber einen früheren Zeitpunkt nicht ausschließt, vertreten SEARLE (1995) und COLEMAN & HODGES (1995), basierend auf den Datierungen im Marsyandi Tal (s.o.) die Ansicht, daß das Tibet Plateau bereits vor über 14 Ma seine höchste Höhe erreicht haben muß.

Die zweite Gruppe (u.a. AI & SCHEIDEGGER 1981; LI TINGDONG 1996; LI SHI-JIE & WANG SU-MIN 1998; sowie XU REN 1981 und LI JIJUN et al. 1979, 1981, zit. in MEYERHOFF et al. 1991, 149f.) vertritt dagegen die Meinung, daß das Tibet Plateau erst durch mehrere Hebungsphasen im Jungtertiär und Quartär seine heutige Höhe erreicht hat (C, D u. E in Abb. 2.6). Nach SHI YAFENG et al. (1992, 29), die sich auf LI JIJUN et al. (1979) beziehen, soll sich das Tibet Plateau allein im

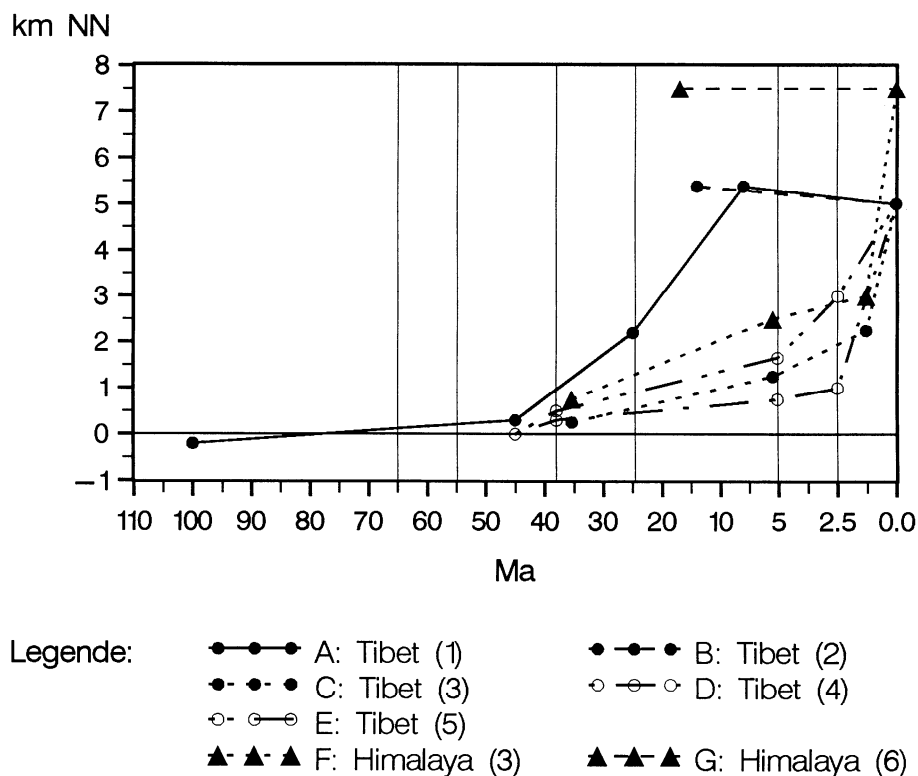


Abb. 2.6: Hebung des Tibet Plateaus (● / ○) und des Himalaya (▲) im Tertiär und Quartär (Quellen: (1): FIELDING (1996, 64); (2): eigene Interpretation nach SEARLE (1995) und COLEMAN & HODGES (1995); (3): LI TINGDONG (1996, 50); (4): XU REN (1981 in MEYERHOFF et al. 1991, 150); (5): LI JIJUN et al. (1979, 1981 in MEYERHOFF et al. 1991, 150); (6): eigene Interpretation nach FRANCE-LANORD et al. (1993).

Anm.: Auch die Angaben zur rezenten Höhe des Tibet Plateaus und des Himalaya variieren. Hier wird für das Tibet Plateau für alle Zeitreihen als rezente mittlere Höhe 5.023 m a.s.l. (FIELDING 1996, 59) verwendet. Für den Himalaya-Hauptkamm ist die mittlere Gipfelhöhe (7.500 m a.s.l. nach LI TINGDONG 1996, 50) und nicht die mittlere Höhe, die in Zentralnepal etwa 5.400 m a.s.l. beträgt (MASEK et al. 1994, 13946), angegeben.

Quartär um insgesamt 3.700 m gehoben haben. Dabei sollen sich die Hebungsbeiträge im Pleistozän sogar verstärkt haben: nach jeweils 1.000 m Hebung im Alt- und Mittelpleistozän soll es im Jungpleistozän und Holozän zu einer Hebung um 1.700 m gekommen sein. Die mittlere Hebungsrate für diesen Zeitraum wird mit 100 m in 10 ka (SHI YAFENG et al. 1992, 30), respektive 10 mm a^{-1} angegeben. AI & SCHEIDEGGER (1981, 211) nennen für die letzten 15.000 bis 20.000 a sogar eine mittlere Hebungsrate von $30 - 80 \text{ mm a}^{-1}$. Die zahlreichen geomorphologischen, bodenkundlichen und paläontologischen Befunde, die diese These von einer jungen Hebung stützen sollen, sowie die damit verbundenen Umweltveränderungen werden in LI JIJUN et al. (1995) ausführlich dargelegt. Dem halten jedoch MOLNAR & ENGLAND (1990, 32) entgegen, daß die Befunde zunächst einmal nur eine Klimaänderung im Bereich des Tibet Plateaus anzeigen. Diese könnte zwar aus einer Hebung resultieren oder durch eine Hebung verstärkt worden sein, könnten aber auch unabhängig von einer Hebung Ausdruck der globalen Abkühlung im Känozoikum sein (SHACKLETON & KENNETT 1975, 747).

Ähnlich wie das Tibet Plateau, soll nach LI TINGDONG (1996) auch die Himalaya-Hauptkette erst in jüngster geologischer Zeit ihre derzeitige Höhe erreicht haben (F in Abb. 2.6). Dabei soll sich der Himalaya noch im Holozän um 1.000 m gehoben haben (LI TINGDONG 1996, 50). Dies entspräche immerhin einer mittleren Hebungsrate von 100 mm a^{-1} in den letzten 10.000 Jahren! GANSSER (1982, 223), der zwar auch eine „substanzielle“ Hebung von über 4.000 m seit dem Altpleistozän annimmt, schätzt die rezenten Hebungsraten für das Tibet Plateau und den Hohen Himalaya auf etwa 5 mm a^{-1} .

Während LI TINGDONG (1996) davon ausgeht, daß die Himalaya-Hauptkette seit dem Miozän jeweils größere Höhen erreichte als das Tibet Plateau (Abb. 2.6), vertreten WANG CHI-YUEN et al., die für den Himalaya eine rezente mittlere Hebungsrate von 1 mm a^{-1} (1982, 554) annehmen, die Ansicht, daß der Himalaya noch bis vor 2 Ma niedriger als das Tibet Plateau war (1982, 555). Dies soll auf eine im Vergleich zum Tibet Plateau um $0,2 \text{ mm a}^{-1}$ größere Hebungsrate im Bereich des Himalaya zurückzuführen sein (1982, 555). Diese Differenz in den Hebungsraten, die sich über einen Zeitraum von 2 Ma zu einer Höhendifferenz von 400 m addiert, entspricht zwar der Differenz der mittleren Höhenlagen des Tibet Plateaus (5.023 m a.s.l. nach FIELDING 1996, 59) bzw. des Himalaya-Hauptkamms in Nepal (5.400 m a.s.l. nach MASEK et al. 1994, 13943). Allerdings stellt sich die Frage, wie die Ergebnisse von WANG CHI-YUEN et al. (1982) mit den sedimentologischen Befunden aus dem Bengalenfächer (FÜCHTBAUER 1988, 935) in Übereinstimmung zu bringen sind. Dort haben FRANCE-LANORD et al. (1993) an mehreren Kernen aus dem distalen Bereich des Tiefseefächers die Variabilität ausgewählter Isotopensignaturen (Sr, Nd, O, H) sowie die Tonmineralogie untersucht. Dabei zeigte sich, daß die Isotopensignaturen in den bis ins frühe Miozän reichenden Kernen, trotz bedeu-

tender Variabilität in der Tonmineralogie, bemerkenswert einheitlich ist. Zudem konnten sie eine große Übereinstimmung der Isotopensignaturen der Sedimente im Bengalenfächer und der Gesteine aus dem Hohen Himalaya feststellen. Dies interpretieren die Autoren - trotz deutlicher Schwankungen in den Sedimentationsraten - als Anzeichen für eine gleichbleibende Konfiguration der Sedimentquellen im Einzugsbereich des Ganges und des Brahmaputra innerhalb der letzten 17 Ma und eine Dominanz der „High Himalaya Crystalline Metasediment Series“ als Sedimentquelle (FRANCE-LANORD et al. 1993, 615). Der Niedere Himalaya sowie der Tibet-Himalaya waren als Sedimentquelle dagegen von geringer Bedeutung. Für den Tibet-Himalaya könnte dies aber auch darin begründet sein, daß hier vorwiegend karbonatische Sedimente anstehen, die bereits bei der Abtragung in Lösung gehen (FRANCE-LANORD et al. 1993, 615). Diese Einschätzung der Bedeutung der einzelnen morphotektonischen Einheiten als Sedimentquelle für den Bengalenfächer wird von EINSELE et al. (1996) weitgehend gestützt. Letztendlich kommen FRANCE-LANORD et al. (1993) zu dem Schluß, daß der Hohe Himalaya bereits vor 17 Ma eine den heutigen Verhältnissen entsprechende Höhe erreicht hat (G in Abb. 2.6). Damit ergeben sich deutliche Parallelen zu der oben dargestellten Meinung, daß auch das Tibet Plateau bereits vor 14 Ma seine höchste Höhe erreicht hat.

Angesichts der noch dürftigen Datenlage (SEARLE 1995, 18) sowie der prinzipiellen Probleme bei der Rekonstruktion tektonischer Hebung (ENGLAND & MOLNAR 1990) ist es derzeit nicht möglich, die gegensätzlichen Auffassungen zur Hebung des Himalaya und des Tibet Plateaus abschließend zu klären. Erschwerend kommt hinzu, daß die Hebungsgeschichte des Himalaya, deutlich stärker als jene des Tibet Plateaus, mit Abtragungsprozessen verbunden ist (EINSELE et al. 1996) und vorwiegend aus den korrelierten Sedimenten rekonstruiert werden muß. Dennoch sprechen die Befunde für die Annahme, daß die Phase intensiver Hebung bereits im Tertiär abgeschlossen war und sich der Himalaya und das Tibet Plateau im Quartär und insbesondere im Holozän nur geringfügig gehoben haben. Diese Annahme wird durch rezente Messungen im Nepal-Himalaya, trotz der mit diesen Methoden verbundenen prinzipiellen Probleme (ENGLAND & MOLNAR 1990, 1175) weitgehend bestätigt. Demnach beträgt die rezente Hebungsrate im Bereich des Hohen Himalaya, die nach ENGLAND & MOLNAR (1990) als Rate der Exhumierung bezeichnet werden muß, etwa $4\text{--}6\text{ mm a}^{-1}$ (JACKSON & BILHAM 1994a, 1169; JACKSON & BILHAM 1994b, 13897), entsprechend 40 bis 60 m innerhalb der letzten 10.000 a. Die relativ geringen Hebungsraten bedeuten jedoch nicht, und das belegen die zahlreichen rezenten und historischen Erdbeben im Großraum Himalaya und Tibet Plateau (BILHAM et al. 1995), daß im Holozän nicht mit entsprechenden Ereignissen zu rechnen ist.

2.2 Klima

Die klimatischen Verhältnisse im Thakkhola zeigen, gemäß dem Konzept von LAUTENSACH (1952, 5), einen planetarischen, zentral-peripheren und hypsometrischen Formenwandel. Diese Differenzierung, die nur bedingt zu quantifizieren sein wird, ist das Ergebnis der Überlagerung mehrerer in unterschiedlichen räumlichen Maßstäben wirksamer Faktoren.

Überregional wird das Klima von der unter den Begriffen südasiatischer (BLÜTHGEN & WEISCHET 1980, 553) oder indischer Monsun (SCHERHAG et al. 1977, 83ff.) subsumierten jahreszeitlichen Verlagerung der wetterbestimmenden planetarischen Druck- und Windgürtel beeinflusst (PANT & RUPA KUMAR 1997, 32ff.; LAUER 1995, 126ff.; KLAUS & LAUER 1999, 36f.). Während im Nordwinter der südliche Arm des Subtropen-Jet südlich des Himalaya liegt und das Gebiet in dieser Zeit den Einflüssen der außertropischen Westwinddrift unterliegt, verlagert sich der Subtropen-Jet in den Sommer- bzw. Monsunmonaten Juni bis September in eine Position nördlich des Tibet Plateaus. In der Folge verschiebt sich die Inner-tropische Konvergenzzone, bzw. der Tropen-Jet gen Norden und in Bodennähe etabliert sich eine transäquatoriale Strömung, der Somali- oder Findlater-Jet, der als SW-Monsun feuchte Luftmassen gegen den indischen Subkontinent und den Himalaya führt. Dabei spielen die orographischen Verhältnisse in Zentralasien, die durch den E-W-streichenden Himalaya und das Tibet Plateau als hochgelegene Heizfläche (FLOHN 1959, 1423; BARRY 1992, 57f.) charakterisiert sind, nach Meinung zahlreicher Autoren eine steuernde Rolle (PANT & RUPA KUMAR 1997, 41f.; MURAKAMI 1987; MOLNAR et al. 1993; PRELL & KUTZBACH 1992).

Im regionalen Maßstab sind wegen der überregionalen Strömungsverhältnisse die orographischen Verhältnisse, also die Lage im Lee des Himalaya-Hauptkamms und die Tatsache, daß das Thakkhola ein gegenüber dem Hauptkamm um 4.500 m eingeschnittenes Durchbruchstal bildet, entscheidend. Damit stellt das Thakkhola eine klimatisch bedeutsame Verbindung zwischen dem Tibet Plateau und dem indischen Tiefland her. Ähnlich wie dies für andere große Quertäler des Himalaya beschrieben wurde (SCHWEINFURTH 1956; TROLL 1967, 376ff.; FLOHN 1970, 29) weht in Folge der starken Erwärmung im Bereich des Tibet Plateaus im Kali Gandaki Tal ein „ganztägiger, jahreszeitlich konstanter“, durch überregionale thermische Gegensätze bedingter „Talaufwind“ (FLOHN 1970, 27). Tagsüber wird der Südwind, der im Monsun feuchte Luftmassen heranzführt, im Thakkhola durch die klassische Hang- und Talwind-Zirkulation (SCHAMP 1964, 18; URFER-HENNEBERGER 1970, 29; VERGEINER & DREISEITL 1987; BARRY 1992, 167ff.) verstärkt. Dies führt am Hang zu aufsteigenden Luftmassen, in den höheren Hang- bzw. Kammlagen zu Wolkenbildung und verstärkten Niederschlägen, in der Talmitte aber zu einem Absinken und zur Wolkenauflösung (s. Abb. 2.5). Die Auswirkung

gen dieser vertikalen Zirkulation im Talquerschnitt auf das Klima und insbesondere die Niederschlagsverteilung werden auch als „Troll-Effekt“ bezeichnet (FLOHN 1970, 39; BARRY 1992, 307; REIMERS 1992, 2; KICK 1996, 104).

Unterschiede in der Höhenlage und in der Exposition, sowie „edaphische Faktoren“ (TROLL 1967, 384) führen darüber hinaus zu bedeutenden kleinräumigen Variationen. Diese können in der Regel aber nur aus der Vegetation abgeleitet werden (Kap. 2.4), die man, wie MIEHE (1991a, 83) es formuliert „als die längste Klimameßreihe interpretieren kann“. Dabei ist jedoch zu beachten, daß die Vegetation häufig, so auch im Thakkhola (Kap. 2.4.1), durch anthropogene Nutzung klimaabhängigen Einflüssen unterlegen ist, die seit mehreren tausend Jahren wirksam sein können (GOUDIE & VILES 1997, 19; ATKINS et al. 1998, 11).

Aus der Überlagerung der geschilderten Faktoren ergibt sich zunächst an der Talsohle eine zonale Differenzierung der ombrothermischen Verhältnisse von sub-humiden bis semi-ariden Klimabedingungen (Abb. 2.7). Darüber hinaus bedingt die große Reliefenergie eine starke hypsometrische Differenzierung mit humiden bis nivalen Höhenstufen (VALEIX 1974, 270).

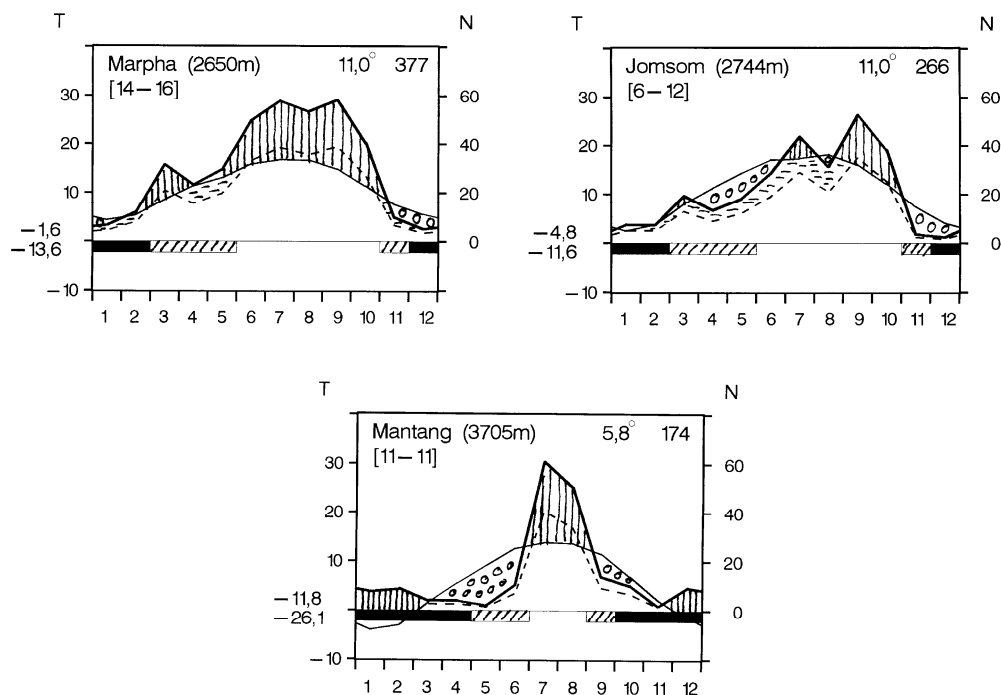


Abb. 2.7: Klimadiagramme nach WALTER (1957, 1977) von Marpha, Jomsom und Mantang.

(Datengrundlage: DIHM 1977, 1982, 1984, 1986a; DHM 1988)

2.2.1 Klimaelemente

Obwohl in diversen Publikationen auf ältere Datenreihen einzelner Stationen verwiesen wird (DITTMANN 1970, 55; FLOHN 1970, 34ff.; STAINTON 1972, 10) waren die ‚Climatological Records of Nepal‘ nur für den Zeitraum 1971 bis 1986 (DIHM 1977, 1982, 1984, 1986a, 1986b; DHM 1988) zugänglich. Selbst für diesen Zeitraum liegen nicht für alle Stationen (Tab. 2.1) vollständige Jahresreihen vor. Um möglichst lange Reihen und aussagekräftige statistische Kennwerte zu erhalten, wurden einzelne fehlende Werte interpoliert. Dennoch weisen die Datensätze für die einzelnen Stationen in der Regel unterschiedliche Längen auf (Tab. 2.2 u. 2.3). Der vollständigste Datensatz liegt mit einer 16-jährigen Niederschlagsreihe und einer 14-jährigen Lufttemperaturreihe für die Station Marpha vor. Repräsentative Mittelwerte ergeben sich daraus aber noch nicht, da dafür an Gebirgsstandorten für die Lufttemperatur eine Meßdauer von 15 bis 25 Jahren und für den Niederschlag von 50 Jahren angesetzt wird (LANDSBERG & JACOBS 1951, zit. in BLÜTHGEN & WEISCHET 1980, 24). Darüber hinaus ist zu beachten, daß die vorwiegend im Bereich der Talsohle gelegenen Stationen wie in vielen anderen Bereichen des Himalayas (s. REIMERS 1992, 2; WINIGER 1992, 403; KICK 1996, 104) nur einen kleinen Ausschnitt der durch einen starken hypsometrischen Formenwandel gekennzeichneten Klimabedingungen wiedergeben.

2.2.1.1 Lufttemperatur

Monatsmittel der Lufttemperatur liegen für das Thakkhola für die Stationen Marpha, Jomsom und Mantang vor. In Tabelle 2.2 sind die statistischen Angaben zur Jahresmitteltemperatur und den Meßzeiträumen von Süden nach Norden geordnet aufgelistet. Wegen der unterschiedlich langen Zeitreihen sind die Werte

nur

Tab. 2.1: Klimastationen und erfaßte Klimaelemente im Thakkhola
(N = Niederschlag, T = Lufttemperatur, W = Wind, AM = agrarmeteorologische Daten)
(Datengrundlage: DIHM 1977, 1982, 1984, 1986a, 1986b; DHM 1988)

Name	Lage	Höhe [m a.s.l.]	Klima- elemente
Lete	28° 38' N / 83° 36' E	2.384	N,
Marpha	28° 45' N / 83° 42' E	2.670 ¹	T, N, W, AM
Jomsom	28° 47' N / 83° 43' E	2.744	T, N
Muktinath	28° 49' N / 83° 53' E	3.609	N
Ghami	29° 03' N / 83° 53' E	3.465	N
Mantang	29° 11' N / 83° 58' E	3.705	T, N, W

¹⁾ Die Höhe der Station Marpha wird in den o.g. Quellen fälschlich mit 2.566 m a.s.l. angegeben. Der hier genannte Wert basiert auf eigenen mDGPS-Messungen (s. Kap. 3.2.2).

Tab. 2.2: Jahresmittel der Lufttemperatur im Thakkhola
(Datengrundlage: DIHM 1977, 1982, 1984, 1986a; DHM 1988)

Name	Höhe [m a.s.l.]	\bar{T} [°C]	\bar{T}_{\min} [°C]	\bar{T}_{\max} [°C]	σ [K]	n	Zeitraum fehlende Jahre in ()
Marpha	2.650	11,0	10,4	11,5	0,4	14	1971-86 (76, 78)
Jomsom	2.744	11,0	10,7	11,6	0,4	6	1981-86
Mantang	3.705	5,8	4,8	7,0	0,6	11	1974-86 (81-82)

eingeschränkt vergleichbar. Aber die Angaben zu den Meßzeiträumen machen das Dilemma deutlich: Die Schnittmenge des für alle Stationen verfügbaren Zeitraums hätte nur 4 Jahre betragen.

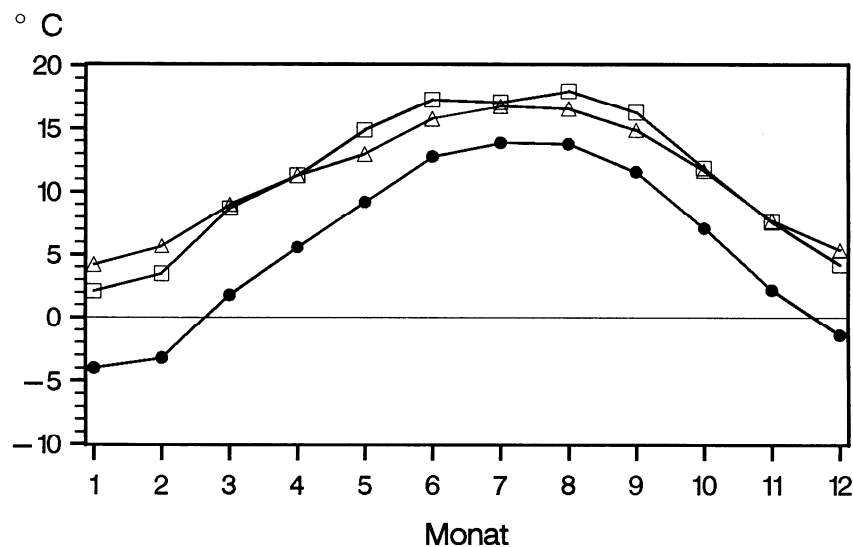
Die in Süd-Mustang in einer Höhe von etwa 2.700 m gelegenen Stationen Marpha und Jomsom erreichen - bei gleicher Standardabweichung - ein Jahresmittel der Lufttemperatur von 11,0° C. Dieser Wert liegt deutlich unter dem von DONNER (1994, 115) ohne Bezugszeitraum und Quelle für Jomsom angegebenen „Jahresmittel von 15,2° C“. Ein Vergleich mit FLOHN (1970, 34), der für Jomsom genau diesen Wert nennt, läßt vermuten, daß sich DONNER auf die Arbeit von FLOHN bezogen, dabei jedoch übersehen hat, daß es sich bei den Temperaturangaben von FLOHN um Werte handelt, die auf eine Meereshöhe von 2.300 m reduziert sind. Nicht reduziert entspricht der von FLOHN ohne Bezugszeitraum (vermutlich 1958-1966; s. DITTMANN 1970, 55) angegebene Wert einem Jahresmittel von 12,2° C. Dieses ist in guter Übereinstimmung mit dem Mittel für die Station Jomsom in den Jahren 1961-1970 (DIHM 1977, 321), liegt aber deutlich höher als das hier berechnete Mittel von 11° C. Da die Station Jomsom Anfang der 1970er Jahre verlegt wurde (DIHM 1982, X) kann aus der Abweichung aber nicht auf einen Temperaturrückgang zwischen den 1960er und 1980er Jahren geschlossen werden.

Im Vergleich zu den Stationen in Süd-Mustang zeigt die in Nord-Mustang in einer Höhe von 3.700 m gelegene Station Mantang ein um 5,2 K geringeres Jahresmittel. Ob die bei einer Reduktion um 0,6 K pro 100 m (FLOHN 1970, 34) im Vergleich mit den Stationen in Süd-Mustang um 0,8 K höhere Jahresmitteltemperatur bereits die thermischen Einflüsse der „Massenerhebung“ des Tibet Plateaus widerspiegelt, könnte nur unter Einbeziehung weiterer Stationen geklärt werden. Allerdings fehlen auf der tibetischen Seite im Umkreis von mehreren hundert Kilometern Klimastationen (s. DOMRÖS & PENG GONGBING 1988, 3).

Der mittlere Jahresgang der Lufttemperatur (Abb. 2.8) zeigt für Marpha und Jomsom Monatsmittel, die ganzjährig und in allen hier untersuchten Jahren über dem Nullpunkt liegen, während die Temperatur in Mantang im Mittel von Dezember bis Februar unter 0° C fällt. Der Januar ist an allen Stationen der kälteste

(Marpha: $4,4^{\circ}\text{C}$; Jomsom: $2,5^{\circ}\text{C}$; Mantang: $-4,0^{\circ}\text{C}$) und der Juli bzw. August der wärmste Monat (Marpha: $16,8^{\circ}\text{C}$; Jomsom: $18,2^{\circ}\text{C}$; Mantang: $13,9^{\circ}\text{C}$). Damit weicht der Temperaturjahresgang im Thakkhola aber deutlich von dem idealtypischen Verlauf im Einflußbereich des Sommermonsuns ab, der durch ein Maximum im Mai und eine deutliche Abnahme der Lufttemperatur in den niederschlagsreichen Sommermonaten gekennzeichnet ist (PANT & RUPA KUMAR 1997, 126).

Aus den mittleren Minima und Maxima ergibt sich eine jährliche Schwankungsbreite der Monatsmitteltemperaturen von 14,4 K für Marpha, 15,7 K für Jomsom und 17,9 K für Mantang. BASNET (1992, 31) dagegen gibt für Mustang bzw. Mantang, für den Zeitraum 1961-1980 mit 14,2 K eine deutlich geringere mittlere Jahresamplitude an. Allerdings berechnete er den Wert auch ausgehend von den mittleren Sommer- bzw. Wintertemperaturen! Die hier berechneten Schwankungsbreiten zeigen eine deutliche Zunahme gen Norden, die mit der größeren Entfernung vom Himalaya-Hauptkamm und folglich einer zunehmenden Kontinentalität des Klimas zu erklären sein dürfte. Deutlich größere, wiederum gen N zunehmende Schwankungsbreiten ergeben sich bei einer Analyse der absoluten Extremwerte. Basierend auf den in Tabelle 2.2 genannten Zeiträumen beträgt die niedrigste gemessene Lufttemperatur für Marpha $-13,6^{\circ}\text{C}$, für Jomsom $-11,6^{\circ}\text{C}$ und für Mantang $-26,1^{\circ}\text{C}$. Die entsprechenden absoluten Maxima lauten für Marpha $28,8^{\circ}\text{C}$, für Jomsom $26,2^{\circ}\text{C}$ und für Mantang $27,4^{\circ}\text{C}$.



Legende: $\triangle-\triangle-\triangle$ Marpha $\square-\square-\square$ Jomsom $\bullet-\bullet-\bullet$ Mantang

Abb. 2.8: Mittlerer Jahresgang der Lufttemperatur im Thakkhola;
Länge der einzelnen Datenreihen s. Tab. 2.2
(Datenquelle: DIHM 1977, 1982, 1984, 1986a; DHM 1988)

Während die genannten Extremwerte für Mantang deutlich unter bzw. über den von DONNER (1994, 119) für diese Station genannten Werten liegen, stimmt die für Jomsom genannte Minimaltemperatur weitgehend mit dem von FLOHN (1970, 36) angegebenen Wert überein. Dagegen nennen FLOHN (1970, 36) und DIHM (1977, 321) für Jomsom als absolutes Maximum der Lufttemperatur 31° C.

Bei einem Vergleich der Stationen Marpha und Jomsom (Abb. 2.8) fällt auf, daß die Lufttemperatur von Dezember bis März an der Station Jomsom niedriger, in den anderen Monaten jedoch in der Regel höher liegt als an der Station Marpha. In den Jahren 1981–1986, für die für beide Stationen Meßwerte vorliegen, betrug die Differenz im Zeitraum Dezember bis März im Mittel -1,1 K und in den anderen Monaten +0,7 K. Diese Differenz dürfte angesichts der Unterschiede im Charakter des Umfelds der beiden Stationen einerseits auf lokale Effekte, andererseits auf den „Troll-Effekt“ zurückzuführen sein, da die Station Marpha in Hangnähe, die Station Jomsom aber in der Talmitte gelegen ist.

2.2.1.2 Niederschlag

Von besonderer Bedeutung für den Landschaftshaushalt im Thakkhola und die anthropogene Nutzung dieses Raums sind die Niederschlagsverhältnisse. Dabei zeigt ein Vergleich der in Tabelle 2.3 zusammengestellten Jahresniederschlagssummen mit früheren Veröffentlichungen (DITTMANN 1970, 55; DOBREMEZ & JEST 1971, 163; FORT 1987, 225; STAINTON 1972, 10) nur geringe (<15%) Abweichungen. Eine Ausnahme bildet die von BOTSCH et al. (1984, 172) für Marpha angegebene Niederschlagssumme von 2.500 mm, die aber mit Sicherheit fehlerhaft ist.

Mit Jahressummen von reichlich 1.100 mm im Süden bis unter 200 mm im Norden (Tab. 2.3) ist das Thakkhola die niederschlagsärmste Region in Nepal (SHRESTA & SHARMA 1980, 14f.; SHRESTA 1988, 25). Dabei ist der größte Niederschlagsgradient zwischen Lete, unmittelbar südlich des Himalaya-Hauptkamms,

Tab. 2.3: Jahressummen des Niederschlags im Thakkhola
(Datengrundlage: DIHM 1977, 1982, 1984, 1986a; DHM 1988)

Name	Höhe [m a.s.l.]	\bar{N} [mm]	\bar{N}_{\min} [mm]	\bar{N}_{\max} [mm]	CV [%]	n	Zeitraum fehlende Jahre in ()
Lete	2.384	1.124	961	1.388	11,5	16	1971-86
Marpha	2.650	377	249	503	21,2	16	1971-86
Jomsom	2.744	266	89	451	43,6	12	1973-86 (78,79)
Muktinath	3.609	377	178	485	22,5	12	1971-86 (78, 81-83)
Ghami	3.465	221	104	534	58,9	10	1976-86 (82)
Mantang	3.705	175	85	296	36,7	11	1976-86

und Marpha festzustellen. Hier nimmt die Regenmenge über eine Distanz von nur 15 km von über 1.100 mm auf unter 400 mm ab. Aus der orographischen Situation und der Vegetationsverteilung (Kap. 2.4) läßt sich ableiten, daß sich die stärkste Abnahme zwischen Lete und Tukche vollzieht (STAINTON 1972, 47; KLEINERT 1983, 108f.; MORILLON & THOUVENY 1991, 172). Nördlich von Marpha ist, wenn Muktinath zunächst außer acht gelassen wird, eine weitere kontinuierliche Abnahme der hoch variablen Jahresniederschlagssummen zu verzeichnen. Der Gradient ist aber deutlich geringer: Zwischen Marpha und Mantang reduziert sich die Regenmenge über eine Distanz von etwa 55 km nur noch einmal um 50%. Dagegen zeigt die Station Muktinath (3.609 m), in einer Luftlinienentfernung von 15 km NEE-lich von Jomsom, in deutlicher Abweichung von dem eben beschriebenen Muster eine im Vergleich zur Station Jomsom um 40% höhere Niederschlagssumme. Diese im Vergleich zu den Stationen der trockenen Talsohle deutlich erhöhten Niederschläge sind mit Sicherheit auf den bereits erwähnten „Troll-Effekt“ zurückzuführen.

Aus dem offensichtlichen hypsometrischen Effekt folgt, daß die an den Stationen der „trockenen Talsohle“ (FLOHN 1970, 41; auch DITTMANN 1970, 56; SCHWEINFURTH 1956, 298) bestimmten Niederschlagshöhen für eine hygrische Bewertung des Thakkhola nur eingeschränkt verwendbar sind. Im Hinblick auf die

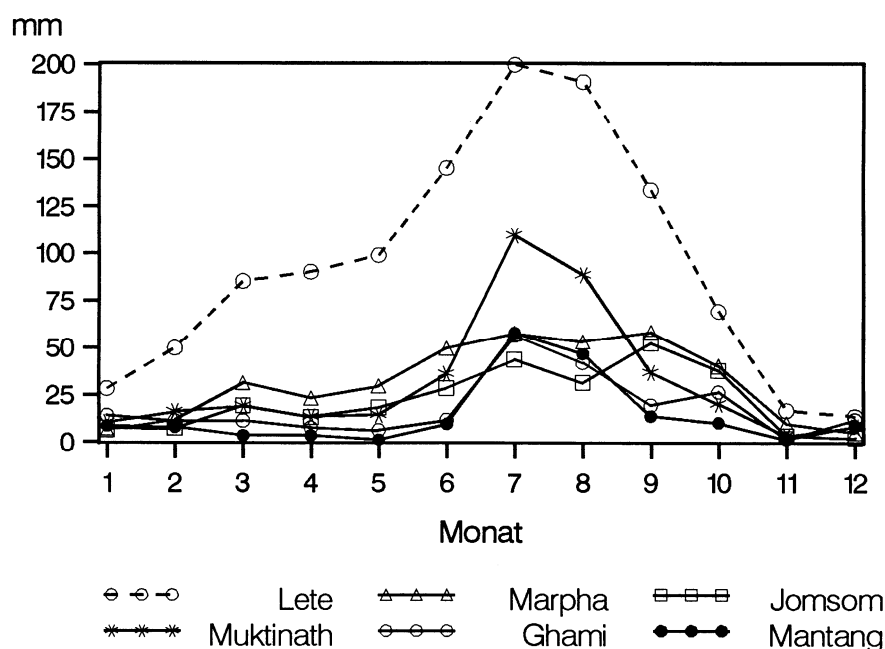


Abb. 2.9: Mittlerer Jahresgang der Niederschläge im Thakkhola und in Lete (südlich des Hauptkamms); Länge der einzelnen Datenreihen s. Tab. 2.3 (Datenquelle: DIHM 1977, 1982, 1984, 1986a; DHM 1988)

landwirtschaftliche Nutzung sind diese Werte von großer Relevanz, da sich die Ackerflächen, mit wenigen Ausnahmen auf Standorte in der Talsohle konzentrieren. Hinsichtlich des Gebietsniederschlags müssen die Daten der ‚trockenen Talsohle‘ dagegen als Minimalwerte interpretiert werden. Das ähnlich wie in anderen Hochgebirgsregionen (REIMERS 1992, 2; WINIGER 1992, 403; KICK 1996, 104; CRAMER 1997, 268) im Thakkhola mit einer erheblichen hypsometrischen Zunahme der Niederschläge zu rechnen ist, zeigen beispielhaft die Untersuchungen von MEURER (1982, 172f.; 1984, 194) im Talquerschnitt bei Tukche. Hier lag die sommerliche Niederschlagssumme an einer in 4.200 m Höhe, bzw. 1.600 m über der Talsohle gelegenen und durch ein absolutes Maximum der Niederschlagssumme gekennzeichneten Station um den Faktor 3,5 höher als an der Talsohle.

Die Analyse des Jahresgangs der Niederschläge (Abb. 2.9) zeigt für alle Stationen ein mehr oder weniger deutlich ausgeprägtes, auf einen Zusammenhang mit dem Sommermonsunweisendes Maximum in den Monaten Juni bis September. Allerdings weisen nur Muktinath und Mantang, die für monsungeprägte Standorte typische Niederschlagsverteilung auf, die durch einen über 70%-igen Anteil der Monsunniederschläge an der Jahressumme gekennzeichnet ist (PANT & RUPA KUMAR 1997, 133). Bei den anderen Stationen liegt der entsprechende Anteil bei knapp 60%. Würde man den von DHAR & RAKHECHA (1986, 416) genannten Grenzwert von 80% ansetzen, würde keine der Stationen im Hinblick auf die Niederschlagsverteilung als monsuntypisch bezeichnet werden können.

Wichtiger als die Frage nach der Charakterisierung der Niederschlagsverteilung ist aber die Feststellung, daß die oben beschriebene Abnahme der Jahresniederschlagssumme gen Norden im wesentlichen aus den im Norden geringeren Winter- und Frühjahrsniederschlägen resultiert (Abb. 2.9). Im Juli und August aber fallen in Nord-Mustang im Mittel die gleichen, bzw. im Vergleich zu Jomsom sogar höhere Niederschläge als in Süd-Mustang. Die Station Muktinath fällt auch in dieser Darstellung durch die für das Thakkhola relativ hohen Sommerniederschläge aus dem Rahmen. Aber gerade die deutlich höheren Niederschläge in den Sommermonaten bestätigen die Vermutung, daß die im Vergleich zu den Stationen in der Talsohle höheren Niederschläge auf den „Troll-Effekt“ zurückzuführen sind.

2.2.1.3 Wind

Der regelmäßig am Vormittag einsetzende und ab Mittag stürmische Südwind im Kali Gandaki Tal wird seit Anfang der 50er Jahre (TUCCI 1953, 51) immer wieder erwähnt und von vielen Autoren als landschaftsprägendes Element des Thakkhola hervorgehoben (MIEHE 1982, Bd. 2, 27; KLEINERT 1983, 110; MORILLON & THOUVENY 1991, 172; HAAS & VETTER 1984, 161; HAFFNER & POHLE 1993a, 12; 1993b, 45f.). Dennoch liegt zu den Windverhältnissen nur spärliches Datenmaterial vor. Nach eigenen Beobachtungen handelt es sich bei dem lokal als „nampar“

(HAFFNER 1997, 314;) bzw. „nambar“ (VINDING 1998, 11) bezeichneten Südwind im Thakkhola um ein Phänomen, das sich im wesentlichen auf das Gebiet nördlich von Leta, also den Durchbruch durch die Himalaya-Hauptkette und das Thakkhola beschränkt. Im südlich daran anschließenden Kali Gandaki Tal tritt der Südwind in dieser Form nicht auf.

Charakteristisches Kennzeichen des Kali Gandaki Windes ist der Tagesgang der Windgeschwindigkeit, der in den von HAFFNER (1997, 312) jüngst veröffentlichten Windaufzeichnungen der Station Kagbeni deutlich zum Ausdruck kommt. Demnach setzt der Südwind regelmäßig zwischen 9 und 10 Uhr ein und erreicht in den frühen Nachmittagsstunden, nach MEURER (1982, 172) zwischen 13 und 16 Uhr, seine maximale Windgeschwindigkeit von nicht selten über 20 m s^{-1} . In dieser Zeit kommt es durch die turbulente Strömung im Bereich der breiten Schotterflächen des Kali Gandaki, zwischen Larjung und Tukche sowie zwischen Jomsom und nördlich Kagbeni zu einem erheblichen äolischen Transport von Sand und Schluff (MIEHE 1982, 27; MEURER 1984, 193). Nach Sonnenuntergang lassen die Windgeschwindigkeiten zwar allmählich nach, doch selbst gegen Mitternacht erreicht der noch immer aus Süden wehende Wind in dem von HAFFNER publizierten Beispiel etwa 5 m s^{-1} (1997, 312). Erst kurz vor Sonnenaufgang flaut der Wind ab und kann dann, allerdings nicht regelmäßig, für kurze Zeit auf N drehen. Ob diese kurzfristige Windrichtungsänderung ähnlich wie in anderen Quertälern des Himalaya (FLOHN 1970, 27) einen bodennahen seichten Bergwind kennzeichnet, der dennoch von einem mächtigen Talaufwind überlagert wird, ist bisher nicht geklärt. Es ist anzunehmen, daß der Südwind, wie in anderen Quertälern des Himalaya

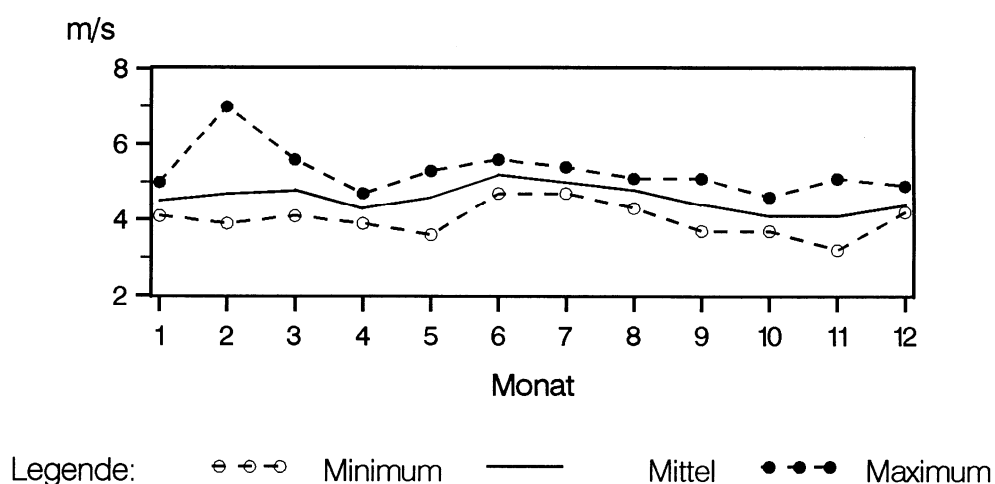


Abb. 2.10: Jahresgang der mittleren Windgeschwindigkeit [m s^{-1}] an der Station Marpha, 2,7 m ü. Grund, 1976–1986 (ohne 1977)
(Datenquelle: DIHM 1986b; DHM 1988)

(FLOHN 1970, 33), ganzjährig den Regelfall darstellt. In den Wintermonaten kann die Strömung aber im Zusammenhang mit dem Durchzug zyklonaler Störungen oder einer ausgedehnten Schneedecke auf dem Tibet Plateau, für mehrere Tage oder Wochen in einen ebenfalls stürmischen, aber kalten Nordwind, der lokal als „phamar“ bezeichnet wird (HAFFNER 1997, 314; VINDING 1998, 11), umschlagen.

Die vorliegende 10-jährige Meßreihe der Windgeschwindigkeit an der Station Marpha (Abb. 2.10) zeigt, bei einem Jahresmittel von $4,6 \text{ m s}^{-1}$ nur geringe mittlere jahreszeitliche Schwankungen zwischen $4,1 \text{ m s}^{-1}$ im Oktober und November und $5,0 \text{ m s}^{-1}$ im Juli. Zusammen mit der relativ geringen interannuellen Variabilität belegt dies die große Beständigkeit der Windverhältnisse im Thakkhola. Angesichts des auf eine höhere mittlere Windgeschwindigkeit weisenden Ausschnitts der - allerdings aus 20 m über Grund stammenden - Windaufzeichnungen von Kagbeni (HAFFNER 1997, 312) und der von MEURER (1982; 1984) vorgelegten einjährigen Befunde aus dem Talquerschnitt bei Tukche stellt sich jedoch die Frage nach der Repräsentativität der Ergebnisse der Station Marpha. Während MEURER (1982, 172; 1984, 193) für einen einjährigen Meßzeitraum an seiner Talsohlenstation in Tukche eine vergleichbare mittlere Windgeschwindigkeit von $4,5 \text{ m s}^{-1}$ angibt, lag die mittlere Windgeschwindigkeit an einer in 3.740 m Höhe, bzw. 1.255 m über der Talsohle in „extremer Luvlage“ (MEURER 1984, 187) gelegenen Station bei $10,5 \text{ m s}^{-1}$. In 4.800 m Höhe wurde die mittlere Windgeschwindigkeit mit $5,8 \text{ m s}^{-1}$ bestimmt. Obwohl aus diesen Punktbeobachtungen sicherlich noch keine regelhafte Variation der Windgeschwindigkeit mit der Höhe abgeleitet werden kann, belegen die Ergebnisse doch eine große Mächtigkeit der Strömung im Kali Gandaki Tal. Angesichts der großen Mächtigkeit der Strömung sowie des Fehlens der tagesperiodischen Umkehr der Windrichtung kann als gesichert gelten, daß es sich bei dem Kali Gandaki Talwind nicht um ein Berg- und Talwindssystem im engeren Sinne (s. BLÜTHGEN & WEISCHET 1980, 390), sondern um eine großräumige thermische Ausgleichsströmung zwischen der Atmosphäre über dem Himalaya-Vorland und dem Tibet Plateau im Sinne von FLOHN (1970, 26ff.; auch SCHWEINFURTH 1956, 299; MEURER 1984, 193) handelt.

2.2.2 Klimatologische Wasserbilanz

Die klimatologische Wasserbilanz beeinflußt nicht nur die Bodenbildung, Vegetation und landwirtschaftliche Nutzung, sondern auch die Abflußverhältnisse und die geomorphologische Prozeßdynamik. Bereits die Klimadiagramme nach WALTER (1957)(Abb. 2.7) deuten an, daß die Verdunstung insbesondere an den in der Talsohle gelegenen Stationen in mehreren Monaten des Jahres die Niederschläge übertrifft. Obwohl einfache Trockenindices, wie die Klassifikation von WALTER (1957), einen ersten Eindruck von der hygrischen Situation vermitteln und daher noch immer Verwendung finden (u.a. ROST 1999, 33), sind sie für weitergehende Interpre-

tationen nicht geeignet. Dazu sind Berechnungen notwendig, bei denen zur Beschreibung der Verdunstung weitere wichtige Faktoren, wie die Strahlung und die Windgeschwindigkeit berücksichtigt werden. HENNING & HENNING (1984) haben für ihre „klimatologische Wasserbilanz der Kontinente“ die potentielle Landverdunstung nach dem Verfahren von PENMAN berechnet. Allerdings setzt dieses Verfahren „Mittelwerte von Lufttemperatur, relativer Luftfeuchtigkeit, Dampfdruck, relativer Sonnenscheindauer, Grad der Bedeckung des Himmels mit Wolken, Windgeschwindigkeit, Luftdruck [...] und Niederschlagshöhe“ voraus (HENNING & HENNING 1984, 9), die für das Untersuchungsgebiet nicht vorliegen.

Um trotz der bescheidenen Datengrundlage zu einer Quantifizierung der klimatologischen Wasserbilanz zu gelangen wurden zwei Ansätze zur Berechnung der potentiellen Verdunstung herangezogen. Zum einen wurde das einfache, wiederum nur auf der Lufttemperatur basierende, aber dennoch bewährte Verfahren (THOMAS 1997, 5) von THORNTHWAITE (zit. in KELLER 1961, 52ff.) verwendet, mit dem „die Wassermenge, die von einer vollständig mit Vegetation bedeckten Fläche abgegeben wird“ (KELLER 1961, 53), bestimmt wird. Um dabei nicht auf Aussagen zur Talsohle beschränkt zu sein, wurde der Jahresgang der Lufttemperatur für die in der feuchten Hangzone gelegene Station Muktinath unter Verwendung eines Temperaturgradienten von 0,6 K pro 100 m (FLOHN 1970, 33) aus den Daten für Marpha abgeleitet. Für die unmittelbar am Hauptkamm gelegene Niederschlagsstation Lete wurden darüber hinaus Temperaturdaten aus den Werten der Station Marpha und der südlich des Hauptkamms gelegenen Station Baglung interpoliert. In einem zweiten Ansatz wurde die von LAMBERT & CHITRAKAR (1989, 151) für die südlich des Himalaya-Hauptkamms gelegenen Gebiete Nepals entwickelte empirische Beziehung zwischen Höhenlage und potentieller Evaporation nach PENMAN benutzt, mit der monatliche Verdunstungshöhen berechnet werden könnten. Wegen der im Vergleich zu den Gebieten südlich des Himalaya-Hauptkamms deutlich höheren Windgeschwindigkeiten (Kap. 2.2.1.3), müssen die nach dieser Beziehung berechneten Verdunstungsbeträge aber als Mindestwerte interpretiert werden (LAMBERT & CHITRAKAR (1989, 147).

Ein Vergleich der nach den beiden genannten Verfahren berechneten Verdunstungshöhen (Tab. 2.4) zeigt, daß die nach LAMBERT & CHITRAKAR (1989) berechneten Verdunstungshöhen (PET_P) immer über den nach THORNTHWAITE (PET_T) berechneten Werten liegen. Während die PET_T -Werte für das Thakkhola zwischen 500 und 650 mm a^{-1} liegen, schwanken die PET_P -Werte zwischen 500 und 750 mm a^{-1} . Dabei sind die Abweichungen mit kleiner 20% als gering einzustufen. Allerdings handelt es sich wegen der hohen Windgeschwindigkeiten im Thakkhola bei den höheren PET_P -Werten noch um zu niedrige Werte. Eine Obergrenze für die tatsächlichen Verdunstungshöhen liefern die Messungen mit einem

Tab.: 2.4: Jahressummen der potentiellen Verdunstung (PET) und des Niederschlags (N) (PET_T) nach THORNTHWAITE (zit. in KELLER 1961, 52ff.); (PET_P) nach PENMAN in der Modifikation von LAMBERT & CHITRAKAR (1989)

Station	Lete	Marpha	Jomsom	Muktinath	Mantang
PET _T [mm]	682	637	641	479	496
PET _P [mm]	800	740	720	527	504
N [mm]	1.127	377	266	377	184

Class-A-Evaporimeter in Marpha (DIHM 1986b, ii). Die mittlere, mit dieser Methode für den Zeitraum 1979-1986 gemessene Verdunstung liegt bei 2.000 mm a⁻¹ (DIHM 1986b, 12f.; DHM 1988, 170, 191). Allerdings ist in ariden Gebieten bei der Interpretation dieser Meßwerte wegen des „Oaseneffekts“ (BLÜTHGEN & WEISCHET 1980, 205) Vorsicht geboten. Nach LAUER (1968, zit. in BLÜTHGEN & WEISCHET 1980, 205) lagen entsprechende Meßwerte in der Pampa Argentinien vermutlich 100% über der tatsächlichen Gebietsverdunstung. Aus dieser Erkenntnis läßt sich für die trockene Talsohle des Thakkhola eine Gebietsverdunstung von etwa 1.000 mm a⁻¹ ableiten. Dieser Wert ist in Übereinstimmung mit der von HENNING & HENNING (1984, Karte 25) für das Tibet Plateau angegebenen potentiellen Landverdunstung (1.100 mm a⁻¹), der von HENNING & HENNING (1981, 272) für die Höhenstufe von 2.000 bis 3.000 m im Hindu Kush ermittelten Spannbreite (870 – 1.215 mm a⁻¹) und der von CRAMER (1997, 266) für Gilgit (Karakorum) ermittelten potentiellen Evapotranspiration (1.100 mm a⁻¹). Daher ist davon auszugehen, daß die potentielle Verdunstung im Bereich der Talsohle des Thakkhola im Raum Marpha und Jomsom rezent etwa 1.000 mm a⁻¹ beträgt. Gleichzeitig bedeutet dies aber, daß die auf der Lufttemperatur basierende Berechnungsmethode von THORNTHWAITE die potentielle Verdunstung um 50% unterschätzt (vgl. Tab. 2.4).

Dieser Befund macht eine Überprüfung der Verdunstungswerte für die höher gelegenen Stationen notwendig. Nach beiden Berechnungsmethoden ergibt sich eine Abnahme der Verdunstung mit der Höhe. Ausgehend von Mittelwerten für Marpha und Jomsom bzw. Muktinath und Mantang berechnen sich für die Höhenstufe zwischen 2.700 und 3.700 m Gradienten von –22 mm bzw. –15 mm pro 100 m. Auch diese Ergebnisse sind in guter Übereinstimmung mit den von HENNING & HENNING (1981, 271) für den Hindu Kush angegebenen Gradienten. Demnach kann für Höhenlagen um 3.700 m im Thakkhola noch von einer Verdunstung von etwa 800 mm a⁻¹ ausgegangen werden. Eine darüber hinaus gehende Extrapolation erscheint dagegen nicht gerechtfertigt, da in größeren Höhen die mit der Hangwindzirkulation verbundene Wolkenbildung (Abb. 2.5) die Verhältnisse gegenüber der Talsohle, die Ausgangspunkt der Korrektur war, stark beeinflusst.

Ausgehend von einer jährlichen Verdunstung von 800 bis 1.000 mm a⁻¹ zeigt ein

Vergleich mit den Jahresniederschlägen (Tab. 2.4) nicht nur für die Stationen der trockenen Talsohle, Marpha, Jomsom und Mantang, sondern auch für die in der feuchten Hangzone gelegene Station Muktinath ein deutliches Defizit in der jährlichen Wasserbilanz. Den genannten Verdunstungshöhen stehen Niederschläge von 200 bis 400 mm a⁻¹ gegenüber. Dagegen ergibt sich für die unmittelbar am Hauptkamm gelegene Talstation Lete eine positive Wasserbilanz. Dieser Vorzeichenwechsel bei der Wasserbilanz zwischen Lete und Marpha ist in guter Übereinstimmung mit den Veränderungen der Vegetation in diesem Abschnitt (Kap. 2.4) und der Tatsache, daß zwischen Lete und Marpha die Grenze zwischen Regenfeldbau und Bewässerungslandwirtschaft liegt (Kap. 2.7).

Die Diskussion um die klimatologische Wasserbilanz war ausgegangen von dem Problem der Aussagekraft der Klimadiagramme nach WALTER (Abb. 2.8). Während diese für Marpha, Jomsom und Mantang zwischen 3 und 6 humide Monate aufzeigen, ergibt sich auf der Basis der nach THORNTHWAITE berechneten potentiellen monatlichen Verdunstung (Abb. 2.11), eine deutlich abweichende Bewertung. Um dabei der 50%-igen Unterschätzung durch das Verfahren von THORNTHWAITE Rechnung zu tragen (s.o.), beschreiben zwei Kurven die potentielle Verdunstung. Die untere Kurve stellt die nach THORNTHWAITE aus der Lufttemperatur berechneten und die obere Kurve, die mit dem Faktor 1,5 korrigierten Verdunstungshöhen dar. Deutlich zeigt sich, daß schon die nicht korrigierten Verdunstungshöhen in Marpha, Jomsom und Mantang in jedem Monat mit positivem Temperaturmittel die Niederschläge übersteigen. Von den Stationen im Thakkhola zeigt nur Muktinath im Juli und August Niederschlagshöhen, die in etwa den potentiellen Verdunstungshöhen entsprechen. Für Lete ergibt der Vergleich, in Übereinstimmung mit der Jahresbilanz (Tab. 2.4), für die meisten Monate Niederschlagsmengen, die größer als die Verdunstung sind. Nur für November und Dezember zeigt sich ein Defizit, das aber vermutlich durch die vorangehenden deutlichen Überschüsse zwischen Juli und September ausgeglichen wird.

Auch wenn die hier diskutierten Verdunstungswerte mit einer gewissen Unsicherheit behaftet sind, lassen sich daraus drei wichtige Folgerungen ableiten. Zum einen verdeutlicht die extrem negative Wasserbilanz in der „trockenen Talzone“, in der sich die ackerbaulichen Aktivitäten konzentrieren (Kap. 2.7) – ähnlich wie dies für andere Gebiete im Himalaya thematisiert wurde (KREUTZMANN 1990, 13; 1994, 338; BANDYOPADHYAY et al. 1997, 137; WINIGER 1992, 406) – die große Abhängigkeit des Ackerbaus im Thakkhola von der künstlichen Bewässerung und den Wasservorräten in den Hochlagen. Zum anderen läßt sich aus der Tatsache, daß die Kali Gandaki einen perennierenden Abfluß (Kap. 2.5) hat und somit die klimatische Wasserbilanz des Thakkhola insgesamt positiv sein muß, ableiten, daß die Wasserbilanz der höheren Lagen einen Überschuß aufweisen muß. Dies erfordert in der feuchten Hangzone deutlich höhere Niederschläge, als die an der Station

Muktinath gemessen. Inwiefern für das Thakkhola deshalb, wie im Karakorum, für die Hochlagen Niederschläge anzunehmen sind, die diejenigen in der Talsohle um das 15 bis 20-fache übersteigen (REIMERS 1992, 2), kann wegen der fehlenden Abflußdaten nicht eingeschätzt werden. Schließlich macht die große Differenz zwischen den rezenten Niederschlags- und Verdunstungshöhen deutlich,

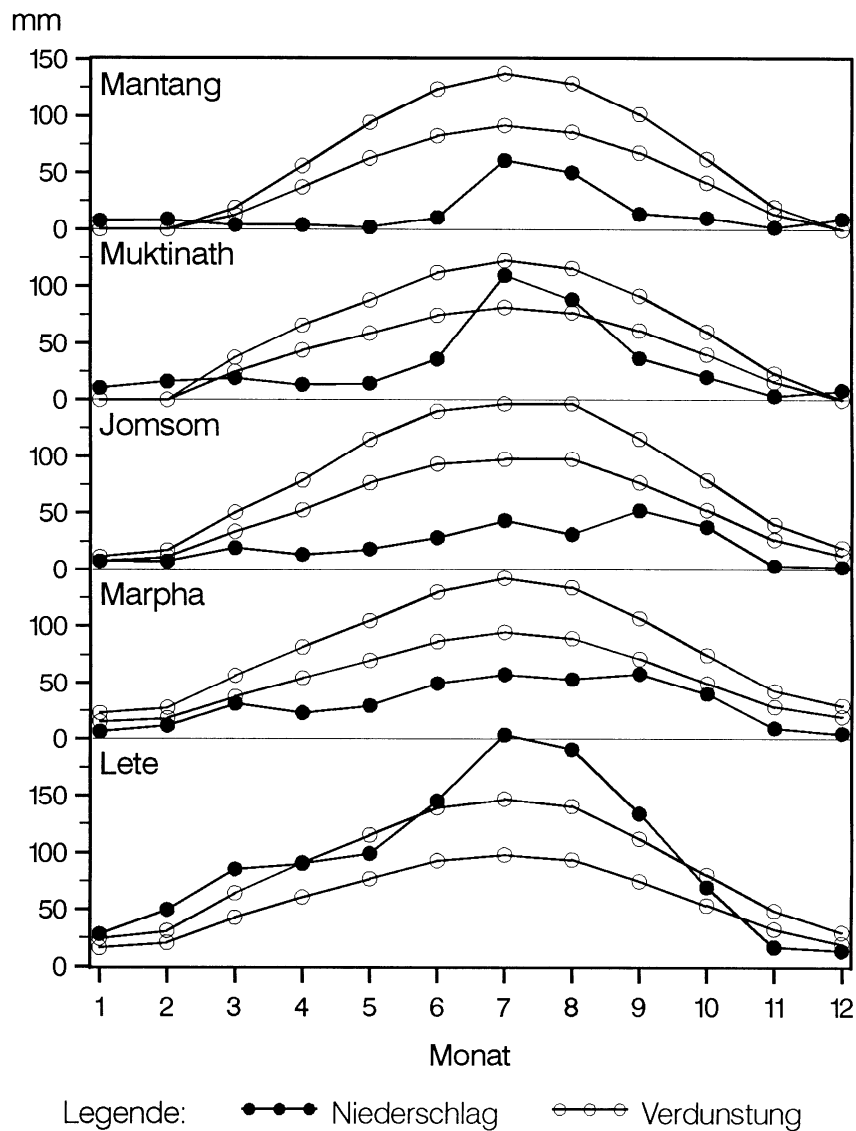


Abb. 2.11: Jahresgang von Niederschlag und potentieller Verdunstung (PET_T)
(Datengrundlage: DIHM 1977, 1982, 1984, 1986a; DHM 1988)

daß kleinere Temperatur- oder Niederschlagsänderungen auf die ökologische Situation der trockenen Talsohle keinen Einfluß haben. Für Marpha läßt sich zeigen, daß selbst eine für die letzten 5 ka äußerst unwahrscheinliche Absenkung der mittleren Lufttemperatur um 5 K (Kap. 2.2.4), noch Verdunstungsraten von mindestens 500 mm a⁻¹ bedeuten würde.

2.2.3 Paläoklima

Die Erkenntnisse zur Paläoklimatologie des Thakkhola beschränken sich, abgesehen von rudimentären Aussagen über die Bedingungen zur Zeit der Ablagerung der „Takmar Serie“ (YOSHIDA et al. 1984, 115f.), auf die aus Moränenständen rekonstruierte Absenkung der Gleichgewichtslinie bzw. Schneegrenze seit dem Hochglazial (KUHLE 1982, 150) bzw. für das „Last Glacial Maximum (LGM)“ (FORT 1995, 268), für das in Ermangelung eines regional definierten Zeitpunkts (OWEN et al. 1998, 95) 18 ka BP anzunehmen ist (GAMBLE & SOFFER 1990, 1; CHUN CHEN & OLSEN 1990, 276; WILLIAMS et al. 1993, 193). Dieser Zeitpunkt stimmt weitgehend mit dem von FRENZEL (1994, 136) für das letzteiszeitliche Hochglazial im Bereich des Tibet Plateaus angegebenen Zeitraum von 22 – 17 ka BP und der Aussage von RÖTHLISBERGER, der die größte Ausdehnung des letzten Vorstoßes der letzten Eiszeit im Karakorum und Himalaya nach 19,5±1,5 ka BP datiert (1986, 152), überein.

Ausgehend von teilweise umstrittenen und bisher nicht absolut datierten Moränenständen werden für das Thakkhola letztglaziale maximale Schneegrenzdepressionen zwischen 650 m bis 730 m (FORT 1995, 268) und 1.634 m (KUHLE 1982, 151) angegeben. Teilweise sind die Differenzen sicher auf methodische Unterschiede und unterschiedliche Interpretationen der Sedimente und Formen zurückzuführen. Die erheblichen Differenzen zur Schneegrenzdepression im Muktinath Tal haben aber eine andere Ursache. Obwohl beide Autoren für dieses Tal von einer ähnlichen hochglazialen Eisrandlage ausgehen (vgl. FORT 1995, 267; auch OWEN et al. 1998, 102; mit KUHLE 1982, Abb. 184), werden hier Schneegrenzdepressionen von 650 m (FORT 1995, 268) bzw. 1.167 m (KUHLE 1982, 150) angegeben. Die Überprüfung dieses Widerspruchs ergab, daß die Differenz größtenteils auf der fehlerhaften Annahme von FORT (1995, 268) bezüglich der Höhenlage der hochglazialen Eisrandlage beruhen dürfte. Entsprechend der von ihr vorgelegten Karten ist die maximale Ausdehnung während des „Last Glacial Maximum“ (s. FORT 1995, 267; auch OWEN et al. 1998, 102), eindeutig mit den „Kingar stage moraines“ von IWATA et al. (1982, 87) zu parallelisieren. Dieser Moräne ordnet FORT (1995, 268) mit einer Höhenlage von 3.900 m einen Wert zu, der um etwa 550 m über der tatsächlichen Höhe liegt.

Tab. 2.5: Gletscherstadien, Terrassenstratigraphie und mittlere Schneegrenze
nördlich des Hauptkamms seit dem Hochglazial
(nach KUHLE 1982, 118, 150ff.; 1996, 136)

Zeitraum [ka BP]	Gletscherstadium	Schotter- flur Nr.	Schnee- grenze [m NN]	Schneegrenz- depression [m]
60 – 18	Würm	5	3.981	1.634
	Spät – Glazial			
17 – 15	Ghasa – Stadium	4	4.367	1.248
15 – 14,25	Taglung – Stadium	3	(4.513)	1.102
14,25 – 13,5	Dhampu – Stadium	2	4.693	922
13,5 – 13,0	Sirkung – Stadium	1	4.898	717
	Neo-Glazial			
5,5 – 4,0	Nauri – Stadium	-0	5.048	567
4,0 – 2,0	älteres Dhaulagiri – Stadium	-1	5.170	445
2,0 – 1,7	mittleres Dhaulagiri – Stadium	-2	5.367	248
	historische Gletscherstände			
1,7 – 0,4	jüngeres Dhaulagiri – Stadium	-3	5.519	96
0,4 – 0,3	Stadium VIII	-4	5.573	42
0,3 – 0,18	Stadium IX	-5	5.596	19
0,18 – 0,03	Stadium X	-6	5.637	+22

Für die Spät- und Nacheiszeit hat KUHLE (1982, 150ff.) im Thakkhola insgesamt 12 „Rückzugsstadien bzw. Gletschervorstöße“ (1982, 79) und korrelierte Terrassen-niveaus identifiziert sowie die entsprechenden Schneegrenzdepressionen berechnet. Später hat er den Stadien „angenäherte“ Alter zugewiesen (KUHLE 1996, 136). Diese Daten sind in Tabelle 2.5 zusammengefasst. Dazu ist jedoch anzumerken, daß die Zuweisung „angenäherter“ Alter für die nach Lokationen im Thakkhola benannten Stadien nicht auf absoluten Datierungen aus dem Thakkhola, sondern offensichtlich im wesentlichen auf Daten aus dem Khumbu Himal und dem Quilian Shan sowie einer Parallelisierung der in unterschiedlichen Regionen des Himalaya, Kuen Lun und Quilian Shan von dem Autor erkannten „selben 12 spätglazialen, neogla-zialen und rezenten Gletscherständen“ beruht (KUHLE 1986, 437). Angesichts der noch immer kontrovers geführten Diskussion um das Ausmaß der Vereisung im Bereich des Tibet Plateaus und seiner Randgebirge sowie der bis heute geringen Anzahl abgesicherter, absoluter Datierungen aus diesem Raum (dazu OWEN et al. 1998; LEHMKUHL et al. 1998 sowie ROSE et al. 1998) sind die von KUHLE (1996) vorgelegten zeitlichen Zuordnungen vermutlich mit einer großen Unsicherheit be-haftet.

Nach den von KUHLE (1982) vorgelegten Daten ergibt sich das Bild einer seit dem Hochglazial mehr oder minder kontinuierlich ansteigenden Schneegrenze, die

eine seit dem Hochglazial andauernde, gleichsinnige Entwicklung der Massenbilanz der Gletscher suggerieren. Dabei ist allerdings zu beachten, daß für den Zeitraum zwischen 13 und 5,5 ka BP, der dem „Neo-Glazial“ von KUHLE (1996, 136) vorangeht, keine Angaben gemacht werden. Dagegen weisen die Ergebnisse von RÖTHLISBERGER (1986), der über die Datierung fossiler Böden im Bereich von Moränen die nacheiszeitlichen Gletscherschwankungen u.a. für den Himalaya und Karakorum abgeleitet hat auf eine wechselhafte nacheiszeitliche Entwicklung der Massenbilanz im Thakkhola (Abb. 2.12). Nach seinen Untersuchungen sind im Himalaya und Karakorum nach dem Hochglazial (LGM in Abb. 2.12) zahlreiche Gletscherschwankungen nachweisbar, die sich jedoch alle in einem relativ engen Rahmen bewegen. Dieser Rahmen wird einerseits durch den Gletscherstand um 1980 AD (GS in Abb. 2.12), andererseits durch das neoglaziale Maximum (NGM in Abb. 2.12; n. RÖTHLISBERGER 1986, 14: 3.500 BP bis heute), das weitgehend dem Maximum der neuzeitlichen Vorstöße (n. RÖTHLISBERGER 1986, 14: AD 1600 – 1850) entsprechen soll, definiert. Ein Vergleich mit der von ihm vorgelegten Schwankungskurve für die Alpen (1986, 309) zeigt, abgesehen von den Zeiträumen in denen für den Himalaya und Karakorum Lücken verzeichnet sind, über weite Bereiche des Holozäns ein „gleichläufiges Verhalten“ (1986, 312) und ein ähnliches Ausmaß der Schwankungen. Nur am Übergang zum Holozän (11 – 10 ka BP) ist ein deutlicher Unterschied festzustellen. Während RÖTHLISBERGER

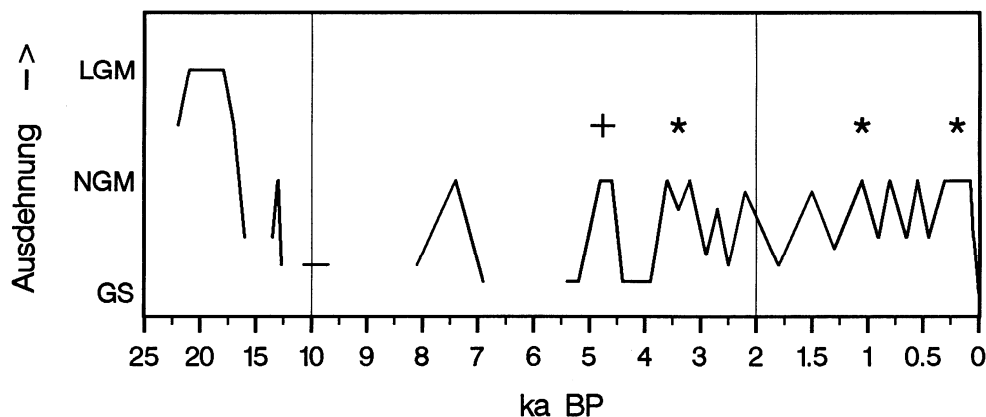


Abb. 2.12: Gletscherschwankungen im Himalaya und Karakorum seit dem Hochglazial
(nach RÖTHLISBERGER 1986, 130, 152f., 309)

GS = Gletscherstand 1980 AD; NGM = neoglaziales Maximum; LGM = maximale Ausdehnung des letzten Vorstoßes der letzten Eiszeit (Gletscherausdehnung nicht maßstabsgerecht!);

* = Vorstoß des Gangapurna Nord Gletschers;

+ = Mindestalter eines frühen Vorstoßes des Gangapurna Nord Gletschers.

Anm.: Bei der Darstellung des Gangapurna Nord Gletschers ist zu beachten, daß die Markierungen nur den Zeitpunkt, nicht aber eine vermeintlich größere Ausdehnung anzeigen.

(1986, 309) hier für die Alpen, sowie Alaska, die südamerikanischen Tropen und Neuseeland eine Gletscherschwundphase angibt, die von einem über das neoglaziale Maximum hinausreichenden Stand ausgeht, werden für den Himalaya und Karakorum konstante Gletscherstände ähnlich den rezenten Verhältnissen angenommen. Das würde aber bedeuten, daß die zumindest auf der Nordhemisphäre nachgewiesene spätglaziale Rückkehr zu kalten Klimabedingungen während der Jüngeren Dryas (WILLIAMS et al. 1993, 237; BENN & EVANS 1998, 54ff.), die von GASSE et al. (1991, 742; s. Tab. 2.6) auch in Seesedimenten aus West-Tibet für den Zeitraum 11 – 10 ka BP identifiziert werden konnte, in den Gletscherschwankungen nicht zu erkennen wäre.

Für den im Marsyandi Tal, also östlich des Thakkhola, in der Nordabdachung des Annapurna Massivs gelegenen Gangapurna Nord Gletscher ergeben sich nach RÖTHLISBERGER (1986, 126ff.) Hinweise auf mindestens 4 Gletschervorstöße mit entsprechenden zwischenzeitlichen Rückzugsphasen in der zweiten Hälfte des Holozäns (Abb. 2.12). Allerdings handelt es sich bei dem mit einem „+“ gekennzeichneten Alter nur um ein Mindestalter für die Moräne, die in unmittelbarer Nähe der Siedlung Manang (ca. 3.500 m NN; POHLE 1992, 424; auch AG HOCHGEBIRGSFORSCHUNG 1993; und nicht wie von RÖTHLISBERGER (1986, 124) angegeben 3.809 m) in einer dreigliedrigen Endmoräne ausläuft. Angesichts der für die erste Hälfte des Holozäns lückenhaften Befunde, könnte die Moräne also durchaus noch älter sein. Die drei jüngeren Vorstoßphasen des Gangapurna Nord Gletschers lassen sich dagegen gut in das großräumige Muster der Gletscherschwankungen einpassen. Dabei ergibt sich auch hier bis zum Beginn des 20. Jh. ein eng begrenzter Rahmen für die Schwankungsbreite (RÖTHLISBERGER 1986, 130). Erst seit 1900 scheint der Gangapurna Nord Gletscher, sowie drei weitere, in unmittelbarer Nähe gelegene Gletscher durch einen „rasche[n] Gletscherschwund“ gekennzeichnet zu sein (RÖTHLISBERGER 1986, 130), der über die vorangegangenen minimalen holozänen Gletscherstände hinausgeht.

Wiewohl die Untersuchungen von RÖTHLISBERGER (1986) weitgehende Parallelen zwischen den Gletscherschwankungen in den Alpen und dem Himalaya zeigen (1986, 307ff.), können angesichts des komplexen klimatischen Wirkungsgefüges, das Gletscherstände bestimmt (u.a. WILHELM 1975, 216ff.; OHMURA et al. 1992, 407; BENN & EVANS 1998, 66ff.), daraus keine direkten Rückschlüsse auf die holozänen Temperatur- bzw. Niederschlagsverhältnisse im Thakkhola gezogen werden. Auch eine Interpretation, nach der das begrenzte Ausmaß der holozänen Gletscherschwankungen belegen würde, daß es im Holozän niemals trockener und wärmer als heute war, erscheint nicht gerechtfertigt. Ohne hier näher auf weitere methodische Probleme eingehen zu wollen (dazu RÖTHLISBERGER 1986, 21ff.), könnte der von RÖTHLISBERGER angenommene relativ begrenzte Rahmen der Gletscherschwankungen im Himalaya und Karakorum auch Ausdruck des Untersuchungsan-

satzes sein. Da die Ergebnisse auf der Datierung aufgeschlossener fossiler Böden beruhen, dürfte die Diagnose von Rückzugsphasen auf solche beschränkt sein, die nicht über den modernen Stand hinausgegangen sind.

Die in den vorangegangenen Abschnitten diskutierten Befunde sind methodenbedingt auf die letzteiszeitliche und holozäne Klimaentwicklung beschränkt. Zudem lassen die vorangegangenen Befunde keine Aussagen über mögliche trockenere und wärmere Klimaperioden zu. Neben anderen Methoden (s. WILLIAMS et al. 1993, 10) stellen sedimentologische und palynologische Untersuchungen an außerhalb des Einflußbereichs von Gletschern gelegenen limnischen Sedimenten, eine gute Basis für die Rekonstruktion von Klimageschichte dar (u.a. DAWSON 1992, 126ff.; WILLIAMS et al. 1993, 156ff.; WAKE & MAYEWSKI 1996, 4). Für das Thakkhola fehlen entsprechende Untersuchungen bislang. Da die eigenen Untersuchungen aus den dargelegten Gründen (s. Kap. 3.1.1) noch nicht durchgeführt werden konnten, muß hier auf entsprechende Ergebnisse vom Tibet Plateau und dem südlichen Himalaya-Vorland zurückgegriffen werden. Allerdings soll in diesem Zusammenhang auf eine erneute Diskussion des Problems der vermeintlichen massiven Hebung des Himalaya und Tibet Plateaus im Quartär (Kap. 2.1.1), die angesichts der Bedeutung des Tibet Plateaus für die makro- bis mesoskaligen Zirkulationsverhältnisse (Kap. 2.2) nicht nur mit paläoklimatischen Befunden geführt wird, sondern auch erhebliche paläoklimatische Implikationen hat (u.a. MOLNAR et al. 1993; SHI YAFENG et al. 1992, 29ff.), verzichtet werden. Auch die Diskussion um die letzteiszeitliche maximale Eisausdehnung auf dem Tibet Plateau (u.a. KUHLE 1986; HÖVERMANN & LEHMKUHL 1993) soll hier nicht vertieft werden.

Nach FRENZEL (1994, 133) läßt sich die paläoklimatische Entwicklung in Süd-Tibet ausgehend von den Temperaturverhältnissen und in Übereinstimmung mit den Annahmen zur jungpleistozänen Klimaentwicklung auf der Nordhalbkugel (u.a. BOWEN et al. 1986; BRUNNACKER 1990) in das letzte Interglazial (vor 125 bis 115 ka), die Letzte Eiszeit und das Holozän (seit 10 ka) einteilen. Unter Berücksichtigung der Niederschlagsverhältnisse ergibt sich ein etwas komplexeres Muster der „vermutlichen Änderungen der Wasserbilanz“ in Tibet (FRENZEL, 1994, 134), das für den genannten Zeitraum bisher aber nur in seinen qualitativen Grundzügen beschrieben ist.

Durch Datierungen und palynologische Befunde deutlich besser abgesichert ist die spätglaziale bis holozäne Klimaentwicklung in Tibet (Tab. 2.6). Dabei ist festzustellen, daß sich nach den Untersuchungen von GASSE et al. (1991; 1996) an Seen in Westtibet auch für dieses Gebiet Hinweise auf die als Jüngere Dryas bezeichnete Abkühlung im Spätglazial ergeben. Die anschließende, holozäne Klimaentwicklung ist in drei Perioden zu gliedern. Zu Beginn des Holozäns herrschte offenbar ein arides Klima, daß dem heutigen ähnlich gewesen sein soll. Zwischen

Tab. 2.6: Spätglaziale und holozäne Klimaentwicklung in West-Tibet;
(Zeitangaben: ^{14}C -Alter)(nach GASSE et al. 1991, 742; 1996, 82ff.)

Periode [ka BP]	Phase [ka BP]	Klima
12,5 – 12,0		warm u. feuchtes Klima
12,0 – 11,0		trockenes Klima
11,0 – 10,0		kaltes, trockenes Klima (Jüngere Dryas)
9,9 – 9,6		arides Klima
9,6 – 6,3	9,6 – 9,0	Übergangsphase
	9,0 – 8,7	humides Klima (1. Phase), starke Sommermonsun-niederschläge, Steppenvegetation
	8,6 – 7,5/7,2	trockeneres Klima
	7,5/7,2 – 6,3	humides Klima (2. Phase), starke Sommermonsun-niederschläge, Steppenvegetation, holozänes Feuchtigkeits- und Temperaturmaximum
6,2 – 0	6,2 – 5,7	Übergangsphase zu aridem Klima, Steppenvegetation
	5,7 – 3,8	zunehmende Aridität
	3,8 – 3,2	arides Klima mit minimalem Seespiegelstand
	3,2 – 2,1	feuchte Phase
	2,1 – 1,3	sehr trocken oder Sedimentationslücke
	1,3	feuchte Phase
	1,2 – 1,0	arides Klima
	1,0 – 0	Übergang zu feuchteren Bedingungen; um 700 BP trockene Episode

Tab. 2.7: Holozäne Klimaentwicklung in Rajasthan, West Indien
(Zeitangaben: ^{14}C -Alter)(nach SINGH et al. 1972; zit. in VERSTAPPEN 1997, 414)

Periode [ka BP]	Phase [ka BP]	Klima
> 10	> 10	sehr arid
10,0 – 3,0	10,0 – 9,5	sehr viel feuchter als heute
	9,5 – 5,0	etwas feuchter als heute
	5,0 – 3,0	sehr viel feuchter als heute
3,0 – 0	3,0 – 1,8	sehr arid
	1,8 – 0	entsprechend heutigen Bedingungen

9,6 und 6,3 ka BP war es dagegen feuchter und wärmer als heute, wobei die zweite humide Phase (Tab. 2.6) durch den größten Wasserüberschuß und die höchsten Temperaturen im gesamten Holozän gekennzeichnet ist (GASSE et al. 1996, 83). Auf die von GASSE et al. (1996, 83) auch als „holozänes hydrologisches und klimatisches „Optimum““ bezeichnete Phase folgt ab 6,2 ka BP ein relativ schneller Wechsel zu ariden Bedingungen, die um 3,8 bis 3,2 ka BP kulminieren und abge-

sehen von einer feuchten Phase zwischen 3,2 bis 2,1 ka BP bis heute das Klima West-Tibets charakterisieren.

Nach GASSE et al. (1996) lassen sich die Befunde aus Westtibet mit entsprechenden Befunden aus einem See in Süd-Tibet sowie dem Qinghai See im NE des Plateaus korrelieren. Dabei heben sie als Eckpunkte der holozänen Klimaentwicklung in Tibet einerseits den Übergang zu humiden Bedingungen zu Beginn des Holozäns, also um 10 ka BP, sowie das Maximum arider Bedingungen um 4 bis 3 ka BP hervor (GASSE et al. 1996, 90). Vergleicht man aber diese Periodisierung mit den Ausführungen von ZHENG MIANPING (1997, 157ff.) so sind erhebliche Unterschiede festzustellen. Während auch dieser eine erste Zäsur um 9 ka BP sieht, reicht seine zweite holozäne Periode, die durch einen Wechsel zwischen warm humiden und trocken kalten Phasen gekennzeichnet sein soll, bis 3,5 ka BP. Die letzten 3.500 Jahre sind seiner Ansicht nach durch trockenes Klima gekennzeichnet, wobei es jedoch zu mindestens zwei Wechseln zwischen kalt trockenen und warm trockenen Phasen gekommen sein soll. Dabei sollen die kalt trockenen Phasen mit Gletschervorstößen vor 3 ka und zwischen dem 17. und 19. Jh. korrelierbar sein (ZHENG MIANPING 1997, 159).

Bei einem Vergleich der Befunde vom Tibet Plateau mit jenen südlich des Himalaya-Hauptkamms, lassen sich bezüglich der holozänen Klimaentwicklung deutliche Parallelen feststellen. In Tabelle 2.7 sind die von SINGH et al. (1972; zit. in VERSTAPPEN 1997, 414) basierend auf palynologischen Untersuchungen an drei Seen in Rajasthan, West Indien (auch ALLCHIN et al. 1978, 59ff.) identifizierten 6 Phasen wiedergegeben. Auch hier lassen sich, in Anlehnung an die Gliederung für West-Tibet, drei Perioden erkennen. Auf eine sehr aride Periode zu Beginn des Holozäns, folgt zwischen 10 ka BP und 3 ka BP eine in drei Phasen geteilte Periode mit humidem Klima. Dabei korreliert die zweite, sehr viel feuchtere Phase am Ende dieser Periode gut mit der von RÖTHLISBERGER (1986, 106) in den Zeitraum 4,9 – 4,6 ka BP gestellten Phase einer Bodenbildung im Ladakh Himalaya, Indien. Wiewohl die humide Periode in Rajasthan deutlich länger andauert als jene in West-Tibet, zeigt sich auch hier eine Zweiteilung durch eine weniger feuchte Phase. Diese wiederum könnte der durch Lößablagerungen gekennzeichneten, der Bodenbildungsphase vorausgehenden trockenen von 7,0 bis 5,0 ka BP andauernden Phase von RÖTHLISBERGER (1986, 106) entsprechen. Die dritte Periode, die die letzten 3.000 Jahre umfaßt, ist, ähnlich der die letzten 6.200 Jahre umfassenden dritten Periode in West-Tibet, durch aride Klimabedingungen gekennzeichnet.

Die erhebliche Differenz von 3 ka bei der Datierung des Übergangs von humiden zu ariden Klimabedingungen in Südasien während des Holozän weist auf bestehende Forschungslücken hin. Dennoch ergibt sich aus den Befunden vom Tibet Plateau und aus dem Himalaya-Vorland ein konsistentes Bild. Es ist daher davon auszugehen, daß die holozäne Klimaentwicklung im Thakkhola einen ähnlichen

Verlauf zeigt. Demnach wäre die erste Hälfte des Holozäns durch deutlich feuchtere Klimabedingungen, die sich eventuell auch in Bodenbildungen niedergeschlagen haben, gekennzeichnet. Dagegen lassen sich für den im Rahmen der siedlungsgeschichtlichen Untersuchungen relevanten Zeitraum der letzten 3.000 Jahre klimatische Verhältnisse annehmen, die den rezenten weitgehend entsprechen. Auf der Grundlage der 5 ka zurückreichenden Kurve der Temperaturabweichungen für China (ZHANG DE'ER 1991, 209) läßt sich diese Aussage dahingehend präzisieren, daß die Mitteltemperaturen in diesem Zeitraum vermutlich maximal um ± 2 K vom rezenten Mittel abgewichen sind. Eine entsprechende, auf dendroklimatischen Untersuchungen basierende Darstellung für den Zeitraum seit 1500 AD zeigt für das Tibet Plateau mit Werten zwischen +0,2 und -0,4 K sogar noch geringere Temperaturschwankungen (WU XIANGDING 1995, 441). Darüber hinaus ist dieser Arbeit zu entnehmen, daß die Fluktuation der Jahressumme der Niederschläge in Tibet innerhalb der letzten 400 Jahre bezogen auf das letzte 30-jährige Mittel (vermutlich 400 mm; s. WU XIANGDING 1995, 433) maximal ± 40 mm, entsprechend 10%, betragen haben soll (WU XIANGDING 1995, 441). Obwohl ein entsprechender Hinweis in der Arbeit fehlt, muß wohl angenommen werden, daß es sich bei den genannten Werten nicht um die Abweichungen individueller Jahre, sondern um übergreifende Mittelwerte handelt. Damit aber wären die Temperatur- und Niederschlagsschwankungen im Bereich des Tibet Plateaus deutlich geringer als z.B. die von PFISTER (1995, 136) für die Schweiz ermittelten Werte.

2.3 Geomorphologie

Die Reliefverhältnisse und die Morphodynamik, die hier nur kurz skizziert und im Hauptteil (Kap. 4 und 5) ausführlich diskutiert werden, sind durch eine extreme Reliefenergie geprägt. Im Bereich des Hauptkamms ergeben sich auf einer Distanz von 10 km Höhenunterschiede von bis zu 5.650 m, während diese weiter im Norden bis zu 3.000 m betragen (vgl. z.B. AHNERT 1996, 38). Im Zusammenhang mit einer absoluten Höhenlage zwischen 2.500 m und über 6.500 m unterliegt die Morphodynamik im Thakkhola, das nach THOMPSON (1990, 62) den trockenen kontinentalen Hochgebirgen mittlerer Breite zuzuordnen ist, daher einem starken hypsometrischen Formenwandel (Abb. 2.13).

Oberhalb von etwa 5.500 m sind die meisten Lagen vergletschert. Unmittelbar nördlich des Hauptkamms reichen lawinengespeiste Gletscher im Dhaulagiri-Massiv und am Nilgiri allerdings bis in eine Höhenlage von 3.500 bis 4.000 m. Nach KUHLE (1982, 124) erstreckt sich die „rezente periglaziale Formungsregion“ ausgehend von den vergletscherten Lagen bis in eine Höhe von 3.100 m. Als unterste Stufe schließt sich der Bereich mit fluvialer Formung und Massenbewegungen an. Einschränkend weist KUHLE (1982, 124) aber darauf hin, daß auch in dem von ihm als „periglaziale Formungsregion“ klassifizierten Bereich der „fluvia-

tilen Formung (...) ein nicht zu vernachlässigender Anteil an der Talgestaltung zukommt“. Daher läßt sich über den hier vorzubringenden Einwand, daß die Untergrenze der periglazialen Formung höher, nämlich bei 3.500 m anzusetzen ist, sicherlich trefflich streiten.

Während die vergletscherten Lagen der glazialen Formung unterliegen, dominieren Frost- und Insolationsverwitterung, Strukturbodenbildung und Sturzprozesse das Prozeßgefüge im periglazialen Formungsbereich, der durch einige Blockgletscher insbesondere aber durch mächtige Schuttauflagen und Glatthänge gekennzeichnet ist. In der unteren Stufe sind niederschlagsgesteuerte lineare Erosionsprozesse und unterschiedliche Massenbewegungen, wie tief- und flachgründige Rutschungen und Muren Ausdruck der rezenten Morphodynamik (auch KUHLE 1982; FORT 1987; IWATA et al. 1982). Ausgehend von der jahreszeitlichen Verteilung der maximalen Tagessummen der Niederschläge, die als Indikator für den Zeitpunkt erosiver Prozesse und kleinerer Massenbewegungen wie Muren angenommen werden, und der Verteilung der maximalen Monatssummen des Niederschlags, die als Indikator für den Zeitpunkt tiefgründiger Massenbewegungen angesehen werden, ist davon auszugehen, daß sich die Formung im wesentlichen



Abb. 2.13: Charakteristisches Landschaftsgefüge im südlichen Thakkhola.
(Photo: J. Baade)

Blick über den terrasierten Schwemmfächer von Kagbeni auf den vergletscherten Himalaya-Hauptkamm mit dem Nilgiri (7.061 m). In der Bildmitte sind das rezente Schotterbett der Kali Gandaki (auf 2.800 m) und mehrere bis 3.000 m reichende Terrassenniveaus zu erkennen.

während der Monsunmonate Juni bis September und im Herbst vollzieht (auch CARSON 1985 zit. in WECS 1989, 2.18). Dabei zeigen die eigenen, wenn auch nicht repräsentativen Beobachtungen im November 1995 (s. FRANKEL & ROBERTS 1995), sowie im April und Oktober 1996, daß auch hohe monatliche Niederschlagssummen häufig das Ergebnis weniger Tage andauernder Schlechtwetterperioden mit entsprechend intensiver, höhenstufenübergreifender Morphodynamik sind.

Damit ergibt sich für das Thakkhola ein Bild, daß dem von HEWITT (1989; 1993) für das Karakorum beschriebenen morphodynamischen Gefüge weitgehend entspricht. Besonderes Charakteristikum dieses Gefüges ist, ähnlich wie dies auch in SCHEIDEGGER's Catena-Prinzip (1986) zum Ausdruck kommt, daß sich die Dynamik in den höheren Stufen bedingt durch die Gravitation auf die tiefer gelegenen Bereiche überträgt bzw. auf diese auswirkt. Andererseits belegen die zahlreichen Terrassenniveaus im Kali Gandaki Tal (Abb. 2.13), die in Kapitel 4.2 noch ausführlich diskutiert werden, eine deutliche Eintiefung der lokalen Erosionsbasis im Thakkhola. Nach KUHLE (1982, 118) korrelieren die Terrassensequenzen mit den „hocheiszeitlichen, spät- und nacheiszeitlichen Gletschervorstößen“. Dabei ergeben sich aus seiner Terrassenstratigraphie für die Kali Gandaki ausgehend von der spätglazialen Schotterflur Nr. 4 (s. Tab. 2.5) östlich Thini (s. KUHLE 1982, Bd. 2; Abb. 75) eine nacheiszeitliche Einschneidung von bis zu 325 m, ausgehend von der Schotterflur 1 bei Thini (s. KUHLE 1982, Bd. 2; Abb. 32) eine annähernd holozäne Einschneidung von bis zu 150 m sowie ausgehend von der Schotterflur Nr. –1 südlich Jomsom (s. KUHLE 1982, Bd. 2; Abb. 35) eine Einschneidung von etwa 25 m innerhalb der letzten 2 - 4 ka.

Für das Kali Gandaki Tal muß zudem die äolische Formung erwähnt werden, die aber trotz der spektakulären bis zu 100 m mächtigen Staubwolken, die die Geländearbeiten in diesem Bereich äußerst beschwerlich machen, quantitativ von geringer Bedeutung ist. Darüber hinaus macht der terrassierte Schwemmfächer des Dzong Chu in Abbildung 2.13 deutlich, daß der morphologische Formenschatz im Thakkhola auch einer, wenn auch lokal begrenzten anthropogenen Überformung unterliegt, die in Kapitel 5 ausführlich diskutiert werden soll.

2.4 Vegetation

2.4.1 Vegetationsverbreitung

In seiner Abhandlung über die Wälder und die Waldwirtschaft Nepals beschreibt NEGI (1994, 31) das obere Einzugsgebiet der Kali Gandaki zwar kurz und bündig als „bleak and desolate“, also öde und trostlos. Dennoch zeigt die Vegetation im Thakkhola eine deutliche Differenzierung, die den klimatischen Übergang von humiden zu semi-ariden Bedingungen lehrbuchhaft nachzeichnet und in den Vegetationskarten von HAGEN (1968, 22), JEST (in DOBREMEZ & JEST 1971) und MIEHE

(1982) wiedergegeben ist. Dabei wird das Vegetationsmuster durch die Konvergenz der wegen der zunehmenden Trockenheit ansteigenden unteren Waldgrenze und der temperaturbedingten oberen Waldgrenze gekennzeichnet (s. Abb. 5 in VON WISSMANN 1961, 33). Durch Unterschiede in der Strahlungs- und Windexposition und edaphische Bedingungen wird dieser generelle Trend lokal modifiziert (u.a. TROLL 1967, 378ff.). Basierend auf der detaillierten Vegetationskartierung von MIEHE (1982, Kartenbeilage), der alle folgenden Vegetationstypenbezeichnungen entnommen sind läßt sich das Vegetationsmuster wie folgt beschreiben.

Im Süden, im Raum Dhumpu, reicht die Waldstufe noch von der Talsohle bei 2.500 m bis ca. 3.000 m, in strahlungsgeschützten Lagen auch bis 3.700 m. Im unteren Bereich finden sich hier ‚sommergrüner epiphytenreicher Laubwald mit immergrünen Koniferen‘ und ‚temperierter Koniferenwald‘ (s. Tab. 2.8) während in strahlungsgeschützten Lagen ‚immergrüner Höhen- und Nebelwald‘ die oberste Lage der Waldstufe bildet. Dieser schließt sich die ‚Formation horstwüchsiger Gramineen‘ sowie die ‚Cyperaceen-Rasen der Mattenstufe‘, als oberste, bis in Höhen von 4.100 m bis 4.600 m reichende Vegetationsstufe an.

Zwischen Larjung und Tukche säumt noch ‚temperierter Koniferenmischwald‘ die breite Schotterebene der Kali Gandaki (s. Abb. 4.1, S. 74). Aber schon bei Tukche bildet dieser nur noch auf der NW-exponierten Talseite die unterste Vegetationsstufe. Auf der SE-exponierten Talflanke machen sich bereits die klimatischen Bedingungen der trockenen Talsohle bemerkbar indem hier die ‚Dornstrauchformation‘ den Wald verdrängt. Dem ‚temperierten Koniferenmischwald‘, der von MIEHE in zwei Gruppen unterteilt wird (Tab. 2.9), folgt ab einer Höhe von etwa 3.200 m ein schmaler Streifen des ‚immergrünen Höhen- und Nebelwaldes‘, sowie stellenweise ‚sommergrünes Krummholz mit immergrünen Sträuchern, Koniferen und Bambus‘. Oberhalb der Waldgrenze (ca. 3.700 m) schließt sich die ‚Zwergstrauchformation der feuchten Mattenstufe‘ an in die sich in S-Exposition

Tab. 2.8: Hypsometrische Abfolge der Vegetationstypen im Raum Dhumpu
(nach: MIEHE 1982, Kartenbeilage)

Vegetationstyp	Kennarten
Sommergrüner epiphytenreicher Laubwald mit immergrünen Koniferen	<i>Juglans regia</i> , <i>Crypsinus malaconda</i> , <i>Pinus wallichiana</i>
Temperierter Koniferenwald	<i>Pinus wallichiana</i>
Immergrüner Höhen- und Nebelwald, obere Stufe	<i>Abies spectabilis</i> , <i>Betula utilis</i> , <i>Rhododendron campanulatum</i>
Horstwüchsige Gramineen	<i>Helictotrichon asperum</i> , <i>Festuca ovina</i>
Cyperaceen-Rasen	<i>Kobresia</i> spp.

Tab. 2.9: Hypsometrische Abfolge der Vegetationstypen zwischen Tukche und Panda Khola (nach: MIEHE 1982, Kartenbeilage)

Vegetationstyp	Kennarten
Dornstrauchformation an der unteren Waldgrenze der Hochgebirgshalbwüste	<i>Caragana geradiana</i> , <i>Cotoneaster tibeticus</i>
Trockener Koniferenwald	<i>Cupressus torulosa</i> oder <i>Juniperus indica</i>
Trockener Koniferenmischwald	<i>Pinus wallichiana</i> , <i>Juniperus indica</i>
Temperierter Koniferenmischwald [untere Stufe]	<i>Pinus wallichiana</i> , <i>Cupressus torulosa</i>
Temperierter Koniferenmischwald [obere Stufe]	<i>Pinus wallichiana</i> , <i>Picea smithiana</i> , <i>Cupressus torulosa</i> , <i>Juniperus indica</i>
Temperierter Koniferenwald	<i>Pinus wallichiana</i>
Immergrüner Höhen- und Nebelwald, obere Stufe	<i>Abies spectabilis</i> , <i>Betula utilis</i> , <i>Rhododendron campanulatum</i>
Sommergrünes Krummholz mit immergrünen Sträuchern, Koniferen und Bambus	<i>Betula utilis</i> , <i>Rhododendron campanulatum</i> , <i>Juniperus recurva</i> , <i>Arundinaria</i> sp.
Borealer Koniferenwald	<i>Abies spectabilis</i>
Sommergrüner Laubwald	<i>Betula utilis</i>
Trockenes Koniferenkrummholz	<i>Juniperus indica</i>
Zwergstrauchformation der feuchten Mattenstufe	<i>Potentilla fruticosa</i> var. <i>rigida</i> , <i>Caragana jubata</i> , <i>Rhododendron lepidotum</i>
Frostbodenfluren	<i>Eriophyton wallichii</i>

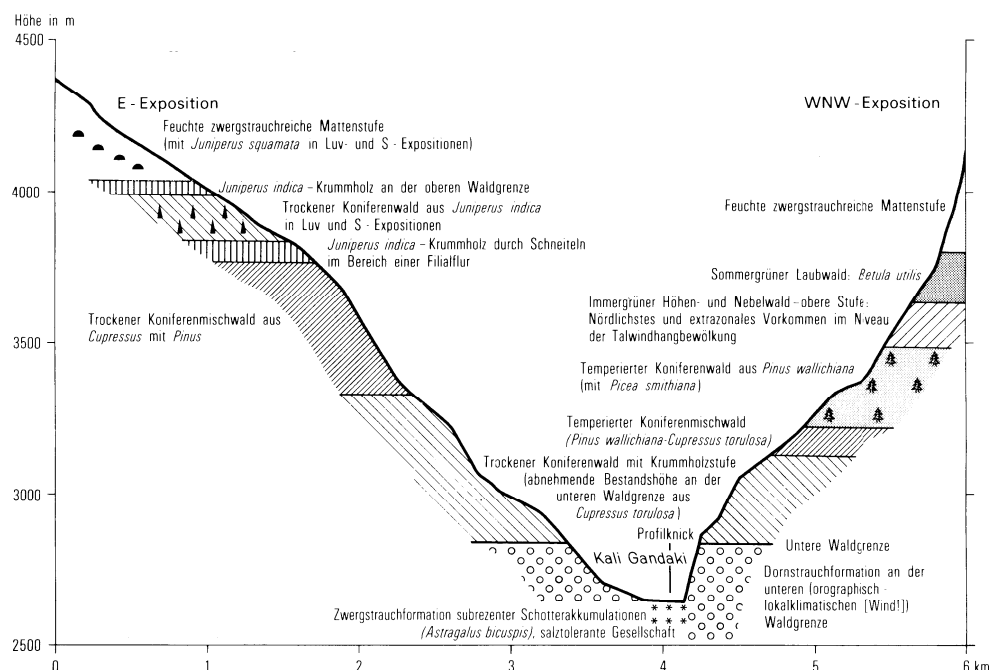


Abb. 2.14: Vegetationsabfolge im Talquerprofil bei Marpha (leicht verändert aus: MIEHE 1982, Bd. 2, Beilage o.S.)

Bestände von *Juniperus squamata* mischen. ‚Frostbodenfluren‘ säumen schließlich die felsigen oder vergletscherten Kämme. Etwa auf halbem Weg zwischen Tukche und Marpha verdrängt die ‚Dornstrauchformation‘ den Wald endgültig aus der Talsohle. Folglich bildet bei Marpha (Abb. 4.2) außerhalb der bewässerten Obstpflanzen und Felder die ‚Dornstrauchformation‘ bis in eine Höhe von etwa 250 m über der Talsohle die unterste Vegetationsstufe. Die weitere Abfolge und die expositionsbedingte Asymmetrie zeigt Abbildung 2.14.

Bei Jomsom reicht die ‚Dornstrauchformation‘ bereits von der Talsohle (2.740 m) bis in eine Höhe von etwa 3.200 m. In den strahlungsgeschützten Lagen auf der östlichen Talseite (s. Abb. 4.14, S. 108) bilden ‚temperierter Koniferenmischwald‘, bzw. ‚trockener‘ und ‚temperierter Koniferenwald‘ die Waldstufe, an deren Obergrenze ‚borealer Koniferenwald‘ und ‚sommergrüner Laubwald‘ zu finden ist. Oberhalb der Waldgrenze, die auf der Nordabdachung des Nilgiri bei 4.400 m, im Tal des Jomsom Chu aber schon bei 4.100 m liegt, folgt die ‚Zwergstrauchformation der feuchten Mattenstufe‘. Auf der strahlungsexponierten Westflanke des Tals (s. Abb. 4.13, S. 108) findet sich oberhalb der ‚Dornstrauchformation‘ nur ein schmales Relikt (?) des ‚trockenen Koniferenwaldes‘. Darüber besteht die Vegetation bis zur ‚feuchten Mattenstufe‘ in 4.000 bis 4.500 m aus der ‚Dornstrauchformation‘ mit ‚trockenem Koniferenkrummholz‘.

Tab. 2.10: Hypsometrische Abfolge der Vegetationstypen nördlich des Panda Khola
(nach: MIEHE 1982, Kartenbeilage)

Vegetationstyp	Kennarten
Dornzwergstrauchpolsterformation der Hochgebirgshalbwüste	<i>Caragana geradiana</i>
Galeriestrauchformation der Hochgebirgshalbwüste	<i>Rosa sericea</i> , <i>Lonicera hypoleuca</i>
trockener Koniferenwald	<i>Cupressus torulosa</i> oder <i>Juniperus indica</i>
trockener Koniferenmischwald	<i>Pinus wallichiana</i> , <i>Juniperus indica</i>
temperierter Koniferenwald	<i>Pinus wallichiana</i>
Sommergrüner Laubwald	<i>Betula utilis</i>
trockenes Koniferenkrummholz	<i>Juniperus indica</i>
Zwergstrauchformation der trockenen Mattenstufe	<i>Potentilla fruticosa</i> var. <i>ochreatea</i> , <i>Astragalus</i> sp. indet. 212/1977
Mäßig feuchte bis mäßig trockene Mattenstufe	keine Angaben
Zwergstrauchformation der feuchten Mattenstufe	<i>Potentilla fruticosa</i> var. <i>rigida</i> , <i>Caragana jubata</i> , <i>Rhododendron lepidotum</i>
Frostbodenfluren	<i>Eriophyton wallichii</i>

Die ‚Dornstrauchformation an der unteren Waldgrenze der Hochgebirgshalbwüste‘ reicht gen Norden bis zur Mündung des Panda Khola auf halbem Weg zwischen Jomsom und Kagbeni. Nördlich davon bestimmt die ‚Dornzwergstrauchpolsterformation der Hochgebirgshalbwüste‘ weitestgehend das Erscheinungsbild der Vegetation. In episodisch durchflossenen Tiefenlinien hält sich zusätzlich die ‚Galeriestrauchformation der Hochgebirgshalbwüste‘. Wälder bzw. lichte Baumgruppen sind, wie die Karte von MIEHE (1982) und die eigenen Beobachtungen in Nord-Mustang zeigen, auf einzelne Sonderstandorte reduziert. An den natürlichen Sonderstandorten am Übergang zur Mattenstufe findet sich „trockenes Koniferenkrummholz“. Im Bereich der künstlichen Sonderstandorte, den Bewässerungsoasen, sind Pappeln und Weiden anzutreffen. Während die Mattenstufe reliefbedingt entlang der westlichen Grabenschulter nur als etwa 1 km breiter Streifen ausgebildet ist, zeigt sich auf der östlichen Grabenflanke eine deutliche räumliche Differenzierung in ‚trockene‘, ‚mäßig trockene bis mäßig feuchte‘, sowie ‚feuchte Mattenstufe‘. Vorkommen von *Juniperus squamata* sind, entsprechende Exposition vorausgesetzt, an die beiden letztgenannten Typen der Mattenstufe gebunden. Oberhalb der Mattenstufe folgen auch hier die ‚Frostbodenfluren‘.

2.4.2 Vegetationsentwicklung und anthropogener Einfluß

Auf dem Hintergrund der paläoklimatischen Entwicklung (Kap. 2.2.3), die durch eine zunehmende Aridität in der zweiten Hälfte des Holozäns gekennzeichnet ist, stellt sich die Frage nach der spätglazialen und holozänen Vegetationsentwicklung. Dazu liegen bisher keine Untersuchungen vor. Sollte sich das Klima jedoch wie skizziert entwickelt haben, ist damit zu rechnen, daß sich in dem alten Siedlungs- und Durchgangsraum, den das Thakkhola (Kap. 2.7.1) darstellt, in den letzten 3.000 a eine Verstärkung der natürlichen, vermutlich durch Degradation gekennzeichneten Vegetationsentwicklung durch die direkte und indirekte anthropogene Einflußnahme auf die Vegetation, insbesondere die Wälder, ergeben hat.

Im Rahmen seiner Untersuchungen im Thakkhola konnte MIEHE (1982, Bd. 1, 179) allenthalben eine starke Nutzung der Vegetation durch Beweidung, Schneiteln sowie Bau- und Brennholzentnahme feststellen. Dabei zeigte sich, daß „der Zustand der Vegetation ... bis zur oberen Waldgrenze von der Entfernung zu [permanenten bzw. temporären] Siedlungen“ abhängt (MIEHE 1982, Bd. 2, 62). In unmittelbarer Siedlungsnähe wird der mit der Beweidung einhergehende Verbiß „zum landschaftsgestaltenden Faktor“ (MIEHE 1982, Bd. 2, 27). Die stärkste Überprägung zeigt das Muktinath-Becken. Während der Einfluß der Nutzung auf die bis 3.400 m reichende ‚Dornzwergstrauchpolsterformation der Hochgebirgshalbwüste‘ unklar bleibt „da keine mit Sicherheit nie beweideten Areale gefunden werden konnten“ (MIEHE 1982, Bd. 1; 182), sind nach MIEHE (1982, Bd. 2, 68) alle Formationen in der anschließenden Siedlungshöhenstufe zwischen 3.350 m und 3.450 m

anthropogen. Als Ursache für das Fehlen von Wald im Muktinath-Becken, das, wie vereinzelte Birkenbestände in der Nähe des Heiligtums von Muktinath zeigen, nicht klimatisch bedingt sein kann, nennt MIEHE (1982, Bd. 2, 69) einerseits den „langanhaltenden Druck“ auf die Waldreserven, andererseits eine Rodung, im Zusammenhang mit der „historischen Ausweitung des Bewässerungslandes“. Angesichts der Tatsache, daß im südlich an das Muktinath-Becken angrenzenden Panda Khola in N-Exposition in einer Höhenlage von 3.200 m bis 3.800 m ein ‚temperierter Koniferenmischwald‘ stockt, dem in strahlungsgeschützten Tiefenlinien bis in Höhen von 4.100 m ein ‚sommergrüner Laubwald‘ folgt, ist für das Muktinath-Becken mit einer ähnlichen potentiellen natürlichen Vegetation zu rechnen. Die Annahme einer ehemals größeren Waldverbreitung im Thakkhola wird für das Muktinath Becken durch Waldtierknochenfunde in der Ausgrabung Khyinga gestützt, aus denen sich die Vermutung einer dichten Bewaldung bis etwa 900 AD ergibt (HÜTTEL 1994, 138). Dies, und darauf hat MIEHE schon vor geraumer Zeit (1991b, 229) hingewiesen, ist aber „nur durch Pollenanalyse zu rekonstruieren“.

2.5 Hydrologie

Der Mustang Khola, einer der Quellflüsse der Kali Gandaki entspringt im bis zu 6.300 m hohen Mustang Himal etwa 15 km nordwestlich von Kimaling (29°13' N / 83°57' E). Bis Mantang erreicht dieser nach dem von STRAHLER (1952, zit. in GARDINER 1975, 13) vorgeschlagenen System den Status eines Fließgewässers dritter Ordnung (Kartengrundlage: Geologische Karte von Nepal 1:125.000, TOPOGRAPHIC SURVEY BRANCH 1985). Westlich von Mantang vereinigen sich die beiden den nördlichen Thakkhola entwässernden Quellflüsse dritter Ordnung, der Mustang Khola und der Chiprung Khola (Chudidi Chu bei HAGEN 1968, Tafel I), zu einem Gewässer vierter Ordnung (Abb. 2.1). Da die Kali Gandaki diese Ordnung im gesamten Untersuchungsgebiet beibehält, soll der Fluß in dieser Arbeit von diesem Punkt ab als Kali Gandaki bezeichnet werden. Damit wird von der verwirrenden ‚lokalen‘ Namengebung (vgl. HAGEN 1959, 709 mit HAGEN 1968, 15 und MEZAKI & YABIKU 1984, 163) abgewichen, nach der die Bezeichnung Kali Gandaki erst südlich der Einmündung des Kyugoma Chu (Ghami River n. TOPOGRAPHIC SURVEY BRANCH 1985), bzw. erst südlich des Austritts aus dem Canyon bei Tsele gebräuchlich sei.

Nach einer Fließstrecke von ca. 70 km quert die Kali Gandaki zwischen Larjung und Lete den Himalaya-Hauptkamm in einer Höhe von etwa 2.500 m (s. AG HOCHGEBIRGSFORSCHUNG 1993). Ausgehend von der vertikalen Distanz zwischen den höchsten Gipfeln der Kammlinie (Dhaulagiri I (8.167 m) und Annapurna I (8.091 m) KOSTKA et al. o.J.) und dem Talboden bei Dana, in einer vermeintlichen Höhenlage von 1.100 m hatte HAGEN (1954, 329) den Durchbruch als die „wohl gewaltigste Schlucht der Erde“ bezeichnet. Bei anderen Autoren wurde daraus

dann das „tiefste Durchbruchstal der Welt“ (VON DER HEIDE 1992, 89; GRAAFEN 1997b, 75).

2.5.1 Gewässernetz

Das Gewässernetz im Thakkhola (Abb. 2.1, 2.2) zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der tektonischen Struktur (Kap. 2.1). Die Nebentäler sind in der Regel NW-SE orientiert und zeichnen damit das Streichen der Faltenachsen und der mit der Faltung verbundenen Scherflächen nach. Der Verlauf der Kali Gandaki ist dagegen vorwiegend NE-SW- bzw. NNE-SSW-orientiert. Über weite Strecken fließt sie parallel zum Streichen der westlichen Grabenrandverwerfung. Nördlich von Tsele ist ein deutlicher Knick im Flußverlauf zu erkennen. Dabei kennzeichnet der Abschnitt mit annäherndem E-W-Verlauf den Bereich, in dem die Kali Gandaki bis zu 650 m tief in die Grabenfüllung eingeschnitten ist. Ob hier eine tektonische Vorzeichnung gegeben ist, läßt sich auf der Grundlage der vorliegenden geologischen Karten nicht beurteilen. Ein weiterer auffälliger Fließrichtungswechsel ist im Bereich des Himalaya-Hauptkamms, also am Übergang vom Tibet-Himalaya zum Hohen Himalaya, bzw. im Bereich des South Tibetan Detachment Systems (Kap. 2.1), festzustellen. Hier schwenkt die Kali Gandaki zunächst aus einer SW-Fließrichtung, der sie zwischen Tukche und Larjung folgt, in eine südliche Richtung, um dann von Kalopani bis oberhalb von Ghasa einer SE-Richtung zu folgen. Die Fließrichtungsänderung bei Kalopani geht einher mit einer deutlichen Änderung des Gefälles (IWATA et al. 1982, 92; HAGEN 1968, 154; s. Abb. 4.9). Während die Kali Gandaki zwischen Tukche und der Brücke die Tatopani und Dhumpu verbindet ein Gefälle von 0,98% aufweist, verliert sie zwischen dieser Brücke und Ghasa auf einer Distanz von 7,1 km bei einem mittleren Gefälle von 7% 500 Höhenmeter (Kartengrundlage: AG HOCHGEBIRGSFORSCHUNG 1993). Von mehreren Autoren ist dieser Gefällsknick als Anzeichen für eine rezente Hebung des Hohen Himalaya interpretiert worden (u.a. HAGEN 1968, 159; KUHLE 1982, 19; SEEBER & GORNITZ 1983, 352). Allerdings hat bereits HORMANN (1974, 171) darauf aufmerksam gemacht, daß das Gerinnebett der Kali Gandaki bei Dhumpu nur am rechten Ufer im Anstehenden ausgebildet ist und der Gefällsknick „durch einen riesigen Bergsturz“ bedingt sei.

2.5.2 Abfluß

Niederschlag und Verdunstung sowie Schnee- und Gletscherschmelze, die wiederum vom Temperaturgang abhängen, bestimmen den Abflußgang in vergletscherten Hochgebirgen (KELLER 1961, 275f.; BENN & EVANS 1998, 98; LIEBSCHER 1996, 535f.). Im Thakkhola fällt das monsunbeeinflusste Niederschlagsmaximum mit dem Maximum im Jahresgang der Lufttemperatur zusammen (Abb. 2.8, 2.9).

Von daher ist ein einfaches Abflußregime mit einem Minimum in den Wintermonaten und einem durch Niederschlag und Gletscherschmelze (HAFFNER & POHLE 1993a, 12; 1993b, 46) verursachten Maximum während des Sommers zu erwarten. Allerdings liegen zu den Abflußverhältnissen im Thakkhola, das ein Einzugsgebiet von 3.450 km² aufweist, keine Meßwerte vor. Der nächstgelegene Pegel an der Kali Gandaki befindet sich bei Setibeni (28°00'30" N, 83°36'10" E, 546 m a.s.l.; DIHM, 1973, 17), fast 75 km südlich des Himalaya-Hauptkamms. An diesem Pegel, dessen Einzugsgebiet mit 6.630 km² angegeben wird (DIHM 1973, 17), werden bereits die auf der monsunexponierten Südseite des Himalaya-Hauptkamms generierten Abflüsse erfaßt. Im Gegensatz zum Thakkhola liegen die jährlichen Niederschlagsmengen hier im Mittel zwischen 1.200 mm und 2.200 mm (HORMANN 1986, 168) und an extremen Standorten über 5.000 mm (DHAR & MANDAL 1986, 78; HORMANN 1986, 168). Somit ist das Einzugsgebiet der Kali Gandaki bei Setibeni durch eine deutlich größere Spannbreite der Niederschläge gekennzeichnet als das Thakkhola, das am Einzugsgebiet Setibeni einen Anteil von 52% hat. Dabei ist aber, wie die Station Lete (Abb. 2.10) zeigt, von einem ähnlichen Jahresgang der Niederschläge auszugehen.

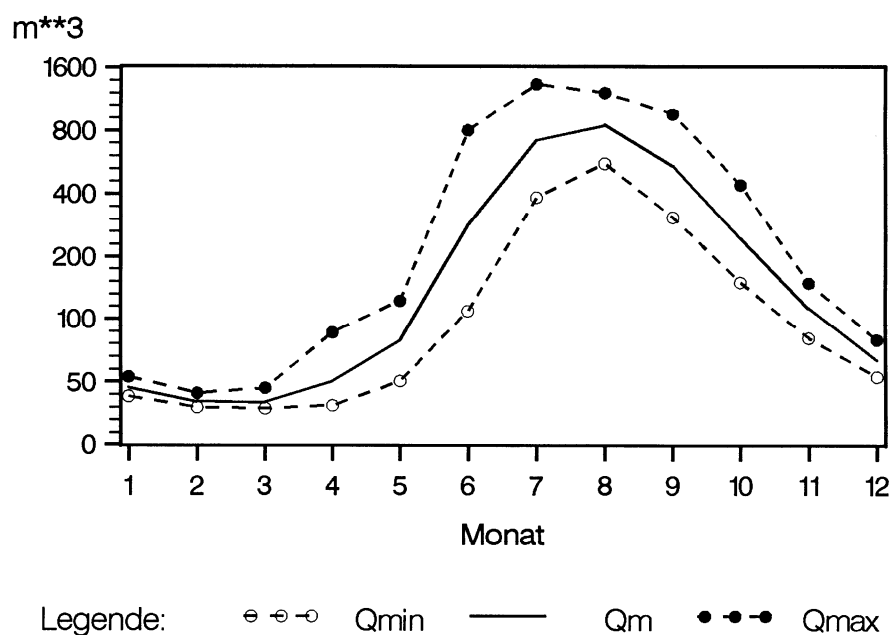


Abb. 2.15: Mittlere monatliche Abflußganglinie der Kali Gandaki bei Setibeni, 1965-1971 (Datenquelle: HSD & US AID 1967a+b, 1968; DHM 1969, 1972; DIHM 1973)

Qmin: Mittleres tägliches Minimum, Qm: Mittlerer monatlicher Abfluß,
Qmax: Mittleres tägliches Maximum

Wie erwartet, zeigt sich an der Pegelstation Setibeni für den mit 7 Jahren recht kurzen Meßzeitraum (1965-1971) eine einfache mittlere Abflußganglinie (Abb. 2.15), mit einem mittleren minimalen Abfluß von $34 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ im März und einem mittleren Maximum von $874 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ im August. Das Jahresmittel beträgt $268 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ und liegt damit geringfügig unter dem von DONNER (1994, 138) für den Zeitraum 1964 bis 1975 genannten Mittelwert von $286 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Schon die mit einem Koeffizienten von 25,7 sehr große Schwankungsamplitude zwischen dem mittleren Maximum und Minimum (KELLER 1961, 275), weist auf die große Abflußdynamik der Kali Gandaki. Noch deutlicher wird dies bei der Betrachtung der täglichen Extremwerte, die im genannten Zeitraum zwischen $18,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ im April 1969 und $2.010 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ im Juli 1970 lagen. DONNER (1994, 138) nennt sogar einen, wiederum im Monat Juli gemessenen maximalen Abfluß von $3.300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Inwiefern diese Verhältnisse auf das Thakkhola übertragbar sind, ist ohne Messungen wegen der Unsicherheiten bei der Bestimmung der klimatologischen Wasserbilanz (Kap. 2.2.2) schwer abzuschätzen. Da die Niederschläge im Thakkhola deutlich geringer sind als auf der Himalaya-Südabdachung muß der mittlere Abfluß des Thakkhola aber deutlich unter dem einzugsgebietsproportionalen Anteil, der $144 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (52% von 268 bzw. $286 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) beträgt, liegen. Immerhin würde ein einzugsgebietsproportionale Abfluß im Thakkhola eine Abflußhöhe von 1.317 mm a^{-1} (!) voraussetzen. Wegen der ähnlichen zeitlichen Niederschlagsverteilung ist dabei von einer ähnlichen Abflußganglinie auszugehen.

2.6 Böden

Zu den Böden im Thakkhola liegen nur vereinzelte, meist stark generalisierte Aussagen vor. In der Bodenkarte von Nepal (Maßstab ca. 1:2,6 Mio., SHRESTA & SHARMA 1980, 21), die in SHRESTA (1988, 29) in einer bis zur Unbrauchbarkeit generalisierten Form reproduziert ist, wird für die Talsohle im Thakkhola bis in eine Höhe von ca. 3.000 m in Anlehnung an die US-amerikanische Soil Taxonomy (s. KUNTZE et al. 1994, 258) eine Bodenvergesellschaftung mit Dystrochrepts, Haplumbrepts und Haplustalfs ausgewiesen. Für die Höhenlage zwischen 3.000 m und 5.000 m zeigt die Karte eine Vergesellschaftung, die von Haplumbrepts, Dystrochrepts und kalkigen Cryumbrepts gekennzeichnet ist. Für die vergletscherte Zone wird auf das stellenweise Vorkommen von Cryumbrepts hingewiesen.

Eine etwas ausführlichere Beschreibung findet sich bei KEMP (1984, 59ff.), der sich an der älteren FAO-Bodensystematik (s. FAO et al. 1990, 5) orientiert. Für die Höhenstufe der xerophilen Wälder (2.500 – 2.800 m) beschreibt er geringmächtige Ranker bzw. Rendzinen und skelettreiche Regosole sowie braune Böden und Podsole unter temperierten Bedingungen und humusreiche Braunerden unter kühleren Bedingungen. In Höhenlagen über 3.000 m sollen sich die Podsole durch eine mächtige Humusauflage auszeichnen, der ein gebleichter Horizont ohne organi-

sches Material folgt. In seiner Steppenzone (2.600 – 3.200 m) dominieren kastanien-farbene Böden und braune Steppenböden, wobei durch intensive Erosion auch Podsole und skelettreiche Regosole vorhanden sind. Darüber hinaus finden sich hier in der Talsohle häufig Solonetze. Die Böden der alpinen Zone (> 3.900 m) werden als Pseudopodsole, alpine Ranker, Rendzinen und skelettreiche Regosole bezeichnet, wobei in Höhen über 5.500 m ‚gelic regosols‘, also alpine periglaziale Regosole (KUNTZE et al. 1994, 291) dominieren.

Im Rahmen einer Projektarbeit haben KÜPPERS et al. (1984) ausgesuchte Bodenprofile, vornehmlich an landwirtschaftlich genutzten Standorten im Raum Marpha und im Raum Jharkot untersucht. Dabei wurden neben bodenkundlichen Merkmalen insbesondere die für die Ertragsfähigkeit der Böden wichtigen bodenphysikalischen und bodenchemischen Eigenschaften analysiert. Da jedoch je Nutzungsvariante und Standortbedingung nur jeweils ein Profil untersucht wurde, ist unklar, wie die detaillierten Ergebnisse (KÜPPERS et al. 1984, 295, 300ff.) auf die Fläche zu übertragen sind.

2.7 Siedlungsstruktur

2.7.1 Wirtschafts- und Siedlungsstruktur

Unter den oben dargestellten geoökologischen Rahmenbedingungen stellen eine auf Ackerbau und Viehwirtschaft basierende Subsistenzwirtschaft, sowie der Fernhandel zwischen dem Tibet Plateau und dem südlichen Himalaya-Vorland entlang der Kali Gandaki die traditionelle Lebensgrundlage der Bevölkerung im Thakkhola dar (VON FÜRER-HAIMENDORF 1975, 165; KLEINERT 1983, 238f.; VINDING 1998, 93ff.; MORILLON & THOUVENY 1991, 172; POHLE 1993, 65ff.). Welche Bedeutung die bereits in schriftlichen Quellen aus der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts belegten Pilgerreisen nach Muktinath (EHRHARD 1993, 24) in diesem Zusammenhang haben, ist nicht bekannt.

Während der Fernhandel, insbesondere mit Salz und Wolle aus Tibet und Getreide aus dem Himalaya-Vorland, von großer ökonomischer Bedeutung war (TUCCI 1953, 49; VON FÜRER-HAIMENDORF 1975, 187ff.; SEEGER 1997, 95; VINDING 1998, 71ff.), dürfte er nur in Ausnahmefällen, wie im Fall des an einer „ökologischen Grenze“ gelegenen Umschlagplatzes Tukche angenommen wird (VON FÜRER-HAIMENDORF 1975, 142, 182; KLEINERT 1983, 113f.; GRAAFEN 1997a, 97; 1997b, 77f.) für die Lage von Siedlungen ausschlaggebend sein. Ohne das komplexe Wirkungsgefüge und die vielschichtigen Probleme bei der Interpretation von Ortslagen (SCHEUERBRANDT 1972, 48ff.) in unzulässiger Weise vereinfachen zu wollen, ist davon auszugehen, daß die Möglichkeit zur Produktion der Grundnahrungsmittel in den meisten Fällen sicherlich von primärer Bedeutung war. Die Tatsache, daß die häufig Jahrhunderte alten Siedlungen, abgesehen von den in der Regel extensiv genutzten landwirtschaftlichen Ergänzungsflächen

(KLEINERT 1983, 116), ohne Ausnahme in unmittelbarer Nähe der ackerbaulich genutzten Felder liegen, belegt m.E. diese These.

Während unter den heutigen Klimabedingungen südlich von Tukche noch Regenfeldbau möglich ist (KLEINERT 1983, 95; VINDING 1998, 97), ist die künstliche Bewässerung eine notwendige Voraussetzung für den Ackerbau im gesamten nördlich anschließenden Teil des Thakkhola (VON FÜRER-HAIMENDORF 1975, 166; KLEINERT 1983, 114; HAFFNER & POHLE 1993a, 12; 1993b, 45). Folglich verteilen sich die Siedlungen, wie z.B. Titi, Dhumpu und Naurikot, im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets auf Gebiete mit für die Anlage von Regenfeldbauterrassen geeignetes, nicht zu steiles Relief. Dagegen konzentrieren sich die Siedlungen nördlich von Tukche auf flache, hochwassergeschützte, aber bewässerbare Terrassen- oder Schwemmfächerstandorte im Tal der Kali Gandaki insbesondere am Ausgang perennierender Zuflüsse (DOBREMEZ & JEST 1971, 182; KLEINERT 1983, 114, 179f.; HAFFNER & POHLE 1993a, 12; 1993b 44f.; s. Abb. 2.1). Auf Grund des steilen Reliefs und der aus den breiten Schotterkegeln ableitbaren extremen Abflußschwankungen der Nebenflüsse befinden sich die hochwassergeschützten Lagen in der Regel mehrere Dekameter über dem Vorfluterniveau, wie zahlreiche Beispiele (u.a. Thini, Lubra und Tangbe) zeigen. Ein weiterer wichtiger Aspekt, der in vielen Fällen kaum vom Hochwasserschutzaspekt zu trennen sein wird, ist auf dem Hintergrund der über mehrere Jahrhunderte dokumentierten kriegerischen Auseinandersetzungen im Thakkhola (SEEBER 1997; VINDING 1998, 54ff.) die Schutzfunktion einer Ortslage gegen Eindringlinge (KLEINERT 1983, 179). Dies gilt nicht nur für die Orte bzw. Ortswüstungen aus deren Ortsnamen bereits auf die Funktion als Burg geschlossen werden kann, wie z.B. Garab Dzong, Dankar Dzong, Dzong bei Tukche (VON FÜRER-HAIMENDORF 1975, 142) Dzong im Muktinath-Becken, Dzongkho bei Marpha (MORILLON & THOUVENY 1991, 177) und dem im Tibetischen Dzong Samba genannten Jomsom (KLEINERT 1983, 225), sondern auch, wie VINDING (1998, 13) unter Hinweis auf die seit Ende des 18. Jahrhunderts obsolet gewordene Schutzfunktion zeigt, für Syang, sowie vermutlich auch für Naurikot und Chimang.

Die in den letzten 40 Jahren eingetretenen, in ihren wirtschaftlichen Auswirkungen kompensatorischen Veränderungen, also die Schließung der Grenze zwischen Tibet und Nepal im Jahre 1961 (HAGEN 1969, 23), der Ausbau der lokalen Verwaltung und umfangreiche Entwicklungshilfe (KLEINERT 1993, 113), der sich zwischen den 1960er und 1990er Jahren stark entwickelnde Tourismus (SHACKLEY 1995, 175; VON DER HEIDE 1997, 345) sowie die Fortschritte in der Nutzung des agrarischen Potentials des Thakkhola durch neue Bewässerungsprojekte (KLEINERT 1993, 122) und die Anlage von Obstplantagen (KLEINERT 1993, 124; POHLE 1993, 65; VINDING 1998, 113f.) haben sich auf die Siedlungsstruktur im Sinne von Ortsgründungen oder Ortsauflassungen nicht ausgewirkt. Zwar waren zwischen-

zeitlich einige Orte von Abwanderung betroffen – wobei hier in der Literatur immer wieder auf Tukche verwiesen wird (KLEINERT 1983, 227; VON DER HEIDE 1993, 136ff.; VINDING 1998, 354ff.). Insgesamt hat sich jedoch in den letzten Jahrzehnten die überbaute Fläche in den meisten Ortschaften vor allem in Süd-Mustang deutlich vergrößert. Als Beispiele können hier Tukche (KLEINERT 1993, 122), Jomsom (VINDING 1998, Photos gegenüber S. 71), Kagbeni (POHLE 1993, 73f.), Ranipauwa (frdl. Mitt. Dr. J.-J. QUENOUILLE 1997) und jüngst Ekleibhatti südlich von Kagbeni (GUTSCHOW 1998, 52) genannt werden. Dabei muß jedoch beachtet werden, daß die Ausweitung der Siedlungsfläche nicht zwangsläufig eine Zunahme der Bevölkerung anzeigt. GUTSCHOW konnte anhand von baugeschichtlichen Untersuchungen für Kagbeni (1998, 84ff.), Khyinga (1998, 103ff.) und Te in Nord-Mustang (1998, 134ff.) belegen, daß die Ausweitung der überbauten Fläche vorwiegend ein Ergebnis der Verlagerung der Wohngebäude aus dem alten verdichteten Kern in Ortsrandlagen ist. Heute scheint es insbesondere der Tourismus zu sein, der diesen Verlagerungsprozeß fördert.

2.72 Siedlungsentwicklung

Neben Jahrhunderte alten Ortschaften zeugen zahlreiche Burg-, Siedlungs- und Flurwüstungen sowie aufgelassene Höhlen von der langen Siedlungsgeschichte im Thakkhola. Dabei haben die verlassenen Höhlensiedlungen und die Orts- und Flurwüstungen immer wieder Anlaß zu Spekulationen über eine ehemals dichtere Besiedlung, eine intensivere Nutzung oder eine größere wirtschaftliche und politische Bedeutung dieses Raums gegeben (TUCCI 1953, 57; VON FÜRER-HAIMENDORF 1975, 161; KLEINERT 1983, 115; MIEHE 1982, Bd. 2, 69). Ausgehend von der These, daß es sich bei den in tibetischen Quellen genannten Königreichen Lo und Serib um Herrschaften im Kali Gandaki Tal handelt, würde nach JACKSON (zit. in VINDING 1998, 51f.; s. auch HÜTTEL 1994, 67; SCHUH 1994, 9f.) die erste Erwähnung des Gebiets in den Beginn des 8. Jh. AD fallen. Weitere frühe Zeitmarken zur Siedlungsentwicklung im Thakkhola waren die Gründung eines Klosters in Lubra um 1160, einer Burg in Dzong um 1250 sowie einer Burg in Kagbeni in der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts (VINDING 1998, 53ff.).

Nachdem sich durch einen Fund bei Tukche und weitere Vorarbeiten die Vermutung einer bedeutenden „vortibetischen oder sogar urgeschichtlichen“ (SCHUH & HAFFNER o.J.) Siedlungsphase im Thakkhola verdichtet hatte, war die Untersuchung der Siedlungsgeschichte ein Hauptanliegen des einleitend genannten DFG-Schwerpunktprogramms. Dabei konzentrierten sich die archäologischen Untersuchungen auf die Höhlenkomplexe von Chokhopani, im Kali Gandaki Tal östlich von Tukche, sowie Phudzeling und Mebrak im Muktinath Tal (SCHÖN & SIMONS 1993; SIMONS et al. 1994a+b) und den Burghügel von Garab Dzong südlich von Thini (POHL & TRIPATHEE 1995; POHL & ROTH 1996). Darüber hinaus wurden

baugeschichtliche Untersuchungen in mehreren Orten im Kali Gandaki Tal durchgeführt, die eine dendrochronologische Beprobung einschlossen (GUTSCHOW 1994, 23). Gleichzeitig führte die Kommission für angewandte und vergleichende Archäologie (KAFA, Bonn) des Deutschen Archäologischen Instituts (DAI) Ausgrabungen am Burghügel von Khyinga-Khalun (HÜTTEL 1993) im Muktinath Tal durch. Da die Auswertungen der archäologischen Funde noch andauern bzw. die Ausgrabungen in Khyinga nach neuen Funden im Sommer 1998 auch im Frühjahr 1999 fortgesetzt wurden, hat der folgende Abriß der Siedlungsgeschichte im Thakkhola vorläufigen Charakter (SIMONS & SCHÖN 1998, 44; HÜTTEL & PAAP 1998, 11).

Nach SIMONS (1996, 384) reicht der „chronologische Rahmen“ der archäologischen Funde aus dem Kali Gandaki und dem Muktinath Tal von 1200 BC bis 1600 AD (SIMONS & SCHÖN 1998), wobei ein Holzkohlefund aus dem Hangfußbereich in Phudzeling sogar auf 1500 BC datiert. Ausgehend von der Fundsituation

Tab. 2.11: Vorläufige Periodisierung der Siedlungsgeschichte im Bereich der Höhlenkomplexe von Chokhopani, Phudzeling und Mebrak
(Quelle: SIMONS & SCHÖN 1998)

Periode	Zeitraum	Charakterisierung
1	1.500/1.200 BC – 450/400 BC	„Chokhopani-Periode“ Funde in Chokhopani, Phudzeling und Mebrak; Gräber in Höhlen; Siedlungsgruben und erste Hausmauern am Hangfuß; Beziehungen zum indischen Subkontinent und nach Zentralasien
2	450/400 BC – 100 AD	„Mebrak-Periode“ Funde in Gräbern in Höhlensystemen; nur vereinzelte Siedlungsspuren am Hangfuß; Beziehungen zum indischen Subkontinent und nach Zentralasien
		Fundlücke
3	200 AD – 700 AD	Funde in Chokhopani; Grabfund in Höhle und Siedlungsspuren am Hangfuß in Chokhopani; Beziehungen zum Himalaya-Vorland; kaum Funde aus Muktinath-Tal
		Fundlücke
4 a	900 AD – 1.250 AD	Funde in Phudzeling und Mebrak; Wohnspuren in Höhlen sowie in Siedlungen am Hangfuß
4 b	1250 AD – 1.400/1.450 AD	Funde in Phudzeling und Mebrak; Wohnspuren in Höhlen sowie in Siedlungen am Hangfuß
5	1.400/1.450 AD – 1600 AD	Funde in Phudzeling und Mebrak; Siedlungsspuren in Höhlen sowie in Siedlungen am Hangfuß; Befunde deuten auf massive Abwanderung
6	seit 1600 AD	Funde in Phudzeling und Mebrak; Höhlen und Siedlungen am Hangfuß zeigen nur noch vereinzelt Nutzungsspuren

gliedern SIMONS & SCHÖN (1998) die Siedlungsentwicklung in Mustang in 6 Perioden (Tab. 2.11), wobei sich die einzelnen Perioden im wesentlichen durch unter-

schiedliche Keramik und unterschiedliche Nutzung der Höhlen und nahegelegenen Siedlungen auszeichnen. Demnach läßt sich das Siedlungsbild bis zum Ende der vorgeschichtlichen Zeit um 800 AD (SIMONS & SCHÖN 1998, 32; Periode 1 – 3 in Tab. 2.11) durch Siedlungsspuren am Hangfuß unterhalb der Höhlen in Chokhopani, Phudzing und Mebrak und eine Nutzung der jeweiligen Höhlen als Grabstätte charakterisieren. Ab 900 AD bis zu der am Ende durch Abwanderung gekennzeichneten 6. Periode waren nach Einschätzung von SIMONS (1996, 386) und SIMONS & SCHÖN (1998, 40) in Phudzing und Mebrak sowohl die am Hangfuß gelegenen Siedlungen als auch die Höhlen kontinuierlich bewohnt. Für Chokhopani liegen dagegen aus dieser Zeit keine Befunde mehr vor (SIMONS & SCHÖN 1998, 39). Allerdings weisen SIMONS & SCHÖN (1998, 43) ausgehend von intensiven Untersuchungen in Mebrak darauf hin, daß nicht alle Höhlen gleichzeitig bewohnt waren und folglich aus der imposanten Zahl an Höhlen nicht auf eine ebenso große Zahl an Bewohnern geschlossen werden kann.

Als Grund für die Auflassung der Siedlungsplätze Phudzing und Mebrak nennen SIMONS & SCHÖN einerseits Steuererhöhungen (1998, 43), andererseits die in das 15. Jh. gestellte Gründung der Burgen in Dzong, Dzar und Kak (1998, 43f.), die einen besseren Schutz boten. HAFFNER & POHLE (1993a, 47f.; 1993b, 14)

Tab. 2.12: Bauschichtstratigraphie von Khyinga-Khalun
(aus: HÜTTEL & PAAP 1998, 11)

occupation 4 (=Bauschicht 4)	11th - 15th century	late	Tibetica Globular jars (Kugeltöpfe) Defended hamlet with exterior fortification walls and towered houses
-----	-----hiatus?-----	Khyinga III	monastery / monastic settlement ?
occupation 3 (=Bauschicht 3)	8th - 10th century	early	flexed burials within the houses /intra muros and walling-in
Abandonment and settlement gap			
occupation 2 (=Bauschicht 2)	late 4th - 7th century	Khyinga II	grid foundation of a fortified centralized construction : fortress or palace southern imports (India/ Nepal) foundation deposits animal sacrifices
Ravaged areas of the first settlement closed / partial abandonment and settlement gap			
Widespread fire (Brandhorizont) after 230 AD			
occupation 1 (=Bauschicht 1)	1st c. BC - 3rd c. AD	Khyinga I	coursed rubble masonry high walls with loopholes palatial manor or castle deposits of objects and animals skeleton graves and skull burials within houses

weisen im Zusammenhang mit der Diskussion um die Auflassung von Phudzeling auf eine lokale Legende hin, die nach ihrer Interpretation einen Zusammenhang mit einem Gletscherseerausbruch andeuten könnte.

Nach Sondierungsgrabungen in den Jahren 1991 und 1992 in Jharkot und Khyinga (HÜTTEL 1993, 2; TRIPATHEE 1994), die den Standort Jharkot als „wenig ergiebig“ erscheinen ließen (HÜTTEL 1994, 140), konzentrierten sich die Arbeiten der KAVA auf den Siedlungshügel Khyinga-Khalun am östlichen Ortsausgang von Khyinga. Nachdem in diversen Schnitten 450 m² des etwa 7.150 m² großen Hügel von Khyinga-Khalun bis in Tiefen von 6 m untersucht sind (HÜTTEL 1994; 1997), läßt sich für das Muktinath Tal die Existenz von permanenten Siedlungen seit mindestens 2.000 Jahren belegen (HÜTTEL & PAAP 1998, 11). Ausgehend von Bauschichten, gliedert HÜTTEL & PAAP (1998, 11) die vom 1. Jh. BC bis ins 15. Jh. AD reichenden Befunde in 4 Siedlungsperioden (Tab. 2.12). Diese sind durch zwei stratigraphisch belegte kurze Auflassungsphasen und einen noch umstrittenen Hiatus, bei dem es sich vermutlich aber um eine datierungsbedingte „Beprobungslücke“ handelt (HÜTTEL & PAAP 1998, 18), getrennt. Während der Brandhorizont im Hangenden der Periode Khyinga I ein entsprechendes Ereignis als Grund oder Anlaß der Auflassung suggeriert, sind die Ursachen für den Bruch zwischen der Periode Khyinga II und Khyinga III, sowie die Ursachen der endgültigen Auflassung im 15. Jh. nicht bekannt. Sowohl politisch-historische als auch ökologische Veränderungen haben sich im Verlauf der Untersuchungen als mögliche Ursachen herauskristallisiert (HÜTTEL 1997, 10; HÜTTEL & PAAP 1998, 17; BAADE et al. 1998, 59).

Im Gegensatz zu Khyinga-Khalun, dessen Beginn als befestigte Siedlung in das erste Jahrhundert BC zu stellen ist, handelt es sich bei der Burg von Garab Dzong, (südlich Thini), dem „Mittelpunkt des Königreiches Sum“ (POHL & ROTH 1996, 14; auch VINDING 1998, 58), um eine Gründung des frühen 16. Jahrhunderts (ca. 1525/1530 AD; POHL 1997, 105). Aus der dendrochronologischen Datierung des verwendeten Bauholzes lassen sich noch ein bedeutender Ausbau der Siedlung in der ersten Hälfte des 17. Jh. sowie vereinzelte Bau- bzw. Umbauaktivitäten bis in das 19. Jh. belegen (POHL 1997, 130). Über den Zeitpunkt der Auflassung des Burghügels von Garab Dzong und mögliche Ursachen liegen dagegen keine Befunde vor. Folgt man POHL (1997, 130) in seinen Überlegungen, daß Garab Dzong zu dem Zeitpunkt aufgelassen wurde, zu dem die Schutzfunktion und die strategische Lage obsolet geworden waren und die mit der Hügellage verbundenen Nachteile eine größere Bedeutung erlangt hatten, muß eine Auflassung zum Ende des 18. Jahrhunderts in Betracht gezogen werden (POHL & ROTH 1996, 15; VINDING 1998, 59).

Während sich die bisher geschilderten Untersuchungen auf Wüstungen bezogen, hat GUTSCHOW (1994; 1998) die Baugeschichte ausgewählter rezenter Orte unter-

sucht. Mit dendrochronologischen Datierungen an tragenden Strukturen konnte er für die Burg von Kagbeni, dem ältesten noch erhaltenen Gebäude, den Entstehungszeitraum auf die Jahre 1568 bis 1625 eingrenzen (GUSCHOW 1994, 27). Abgesehen von einem zweiten Gebäude, das zeitgleich mit der Burg errichtet wurde, datieren die anderen im historischen Kern von Kagbeni untersuchten Häuser in die folgenden Jahrhunderte (GUSCHOW 1994, 42f.; 1998, 61). Dies bedeutet jedoch nicht, daß die Siedlung erst im ausgehenden 16. Jh. entstanden ist. TL-Datierungen an Keramik, die im Bereich der Wüstung Thana (PÖLE 1993, Kartenbeilage) gesammelt wurden, zeigen Alter, die bis in die zweite Hälfte des 12. Jh. reichen (BAADE et al. in Druck). Da in Kagbeni jedoch keine systematischen archäologischen Ausgrabungen durchgeführt wurden, sind die Anfänge der Siedlung nicht bekannt.

Auch zur Nutzungsgeschichte der zahlreichen, vorwiegend in Nord-Mustang gelegenen Höhlensysteme (SMÖSS & SCHÖN 1998, 28) sowie der weiteren Ob- und Furcwüstungen im Thakkhola (PÖLE 1997, 288), deren zusammenfassende Darstellung in einer mittelmaßstäbigen Karte in Arbeit ist (PÖLE 1999, mündl. Mitt.) liegen bislang keine Informationen vor.

3. Fragestellung und Methodik

3.1 Konzeption und Fragestellung

Die geoökologische Charakterisierung des Untersuchungsgebiets (Kap. 2) zeigt, daß alle wesentlichen Geoökofaktoren im Thakkhola ein hohes dynamisches Potential besitzen. Insbesondere sind hier zu nennen: die starke tektonische Beanspruchung des Untergrunds, die hohe Reliefenergie, die von fluvialen Prozessen und Massenbewegungen gekennzeichnete Morphodynamik, das starken interannuellen Schwankungen des Niederschlags unterworfenen semi-ariden Klima und die durch die Konvergenz der unteren und oberen Waldgrenze gekennzeichnete Vegetation. Parallel dazu weisen die von den archäologischen Gruppen erarbeiteten Eckdaten zur Siedlungsgeschichte (Kap. 2.7.1) auf eine über 3.000 a lange Entwicklung, die durch mehrere Instabilitätsphasen unterbrochen ist. Dies ließ ähnlich wie in den einleitend diskutierten Arbeiten aus anderen Gebieten (Kap. 1) eine Abhängigkeit der Siedlungsgeschichte von der Dynamik der Geoökofaktoren innerhalb der letzten 3.000 a vermuten. Allerdings hat die Literaturdiskussion auch gezeigt, daß zum holozänen Landschaftswandel im Thakkhola bisher nur lückenhafte und kontrovers diskutierte Befunde vorliegen. Dies gilt insbesondere für die Gletscherschwankungen (Kap. 2.2.3) und die damit verbundene Einschneidung der Kali Gandaki, die ein Indikator für die Klimaentwicklung sind.

Wegen der großen Bedeutung, die den Klimaveränderungen für den Landschaftswandel und die Siedlungsentwicklung beigemessen wird (Kap. 1), war die Rekonstruktion möglicher Klimaveränderungen ein übergeordnetes Ziel der Untersuchungen (MÄUSBACHER 1993, 2). Da (paläo)klimatische Bedingungen für Zeiträume, die die Periode der direkten Aufzeichnungen überschreiten, nur indirekt abgeleitet werden können (WILLIAMS et al. 1993, 10f.; BRADLEY 1993; BRADLEY & JONES 1995, 3f.), besteht prinzipiell die Gefahr, daß anthropogene und klimatische Einflüsse verwechselt werden (BELL 1992, 272; GOUDIE 1992, 150ff.; BURCHARD 1998). Um mögliche anthropogene Einflüsse zu erkennen, war es daher notwendig, für die Rekonstruktion des Klimas einen über den Zeitraum der Besiedlung hinausgehenden Zeitrahmen zu definieren.

Das zweite übergeordnete Ziel der Untersuchungen bestand darin, mögliche geoökodynamische Determinanten der Siedlungsentwicklung, d.h. Hinweise auf graduelle oder katastrophale Veränderungen im Umfeld der Siedlungsplätze zu identifizieren (MÄUSBACHER 1993, 2; BAADE et al. 1998, 49). Da sich die archäologischen Untersuchungen auf Plätze konzentrierten, die bereits seit mehreren hundert Jahren aufgelassen sind, ging es dabei auch darum, mögliche Veränderungen des Umfelds nach der Auflassung zu berücksichtigen.

Auf dem Hintergrund dieser übergeordneten Zielsetzungen wurden zwei Zeitscheiben definiert, die jeweils mit einer unterschiedlichen räumlichen Schwerpunktsetzung korrelieren. Die Zeitscheibe I umfaßte in der Konzeption der Untersuchung den Zeitraum seit dem Beginn des Holozäns, während die Zeitscheibe II an den Eckdaten zur Siedlungsgeschichte orientierend die letzten 3.000 a umfaßte.

3.1.1 Zeitscheibe I

Die Untersuchungen zur holozänen Klimageschichte im Thakkhola konzentrierten sich, um lokale Einflüsse möglichst auszuschließen, auf das Kali Gandaki Tal. Basierend auf den Arbeiten von IWATA et al. (1982) und KUHLE (1982) zur Terrassenstratigraphie im Thakkhola (s. Kap. 2.3 u. 4.2.1) war davon auszugehen, daß die Kali Gandaki Terrassen Indikatoren für die Klimaentwicklung seit dem Hochglazial darstellen. Allerdings sind den Terrassensequenzen, aus denen sich für diesen Zeitraum Einschneidungsbeträge von mehreren hundert Metern ableiten lassen, bisher über eine relativ unsichere, morphologische Parallelisierung mit den Befunden vom Tibet Plateau und seinen Randgebirgen nur „angenäherte“ Alter zugewiesen worden (KUHLE 1996, 136; s. Diskussion Kap. 2.2.3, S. 31). Angesichts der Fortschritte bei den Datierungstechniken seit Beginn der 1980er Jahre wurde in Zusammenarbeit mit Prof. G.A. WAGNER (Forschungsstelle Archäometrie, Heidelberg) der Frage nachgegangen,

- ob sich die Terrassensequenzen im Thakkhola absolut datieren lassen?

Darüber hinaus sollte untersucht werden,

- welche paläogeographischen Informationen sich aus der Terrassenstratigraphie zur holozänen Klima- und Morphodynamik ableiten lassen?

Als morphologisch gut definiertes Ausgangsniveau der rezent andauernden Einschneidung wurde für diese Untersuchungen die Hangendgrenze der Seesedimente im Thakkhola gewählt. Allerdings zeigte sich im Verlauf der Untersuchungen (s. Kap. 4), daß die Kali Gandaki Terrassen deutlich älter als bisher angenommen sind. Daraus ergab sich die Aufgabe, andere Geoarchive zur Rekonstruktion der holozänen Klima- und Vegetationsgeschichte zu prospektieren. Nachdem durch Vorerkundungen im Herbst 1995 und Frühjahr 1996 entsprechende Lokalitäten identifiziert waren, mußten die zunächst für den Herbst 1996 und dann für den Herbst 1997 geplanten Kernbohrungen auf Grund ‚höherer Gewalt‘ verschoben werden. Im Herbst 1998 konnten die Bohrungen schließlich erfolgreich durchgeführt werden. Da in Folge der 2-jährigen Verschiebungen der Geländearbeiten eine detaillierte Auswertung der Bohrkerne im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr möglich war, werden die Ergebnisse an anderer Stelle publiziert.

3.1.2 Zeitscheibe II

Die Untersuchungen zu den geoökodynamischen Determinanten der Siedlungsentwicklung konzentrierten sich auf die Umgebung der Siedlungs- bzw. Wüstungsplätze, die von den archäologischen Gruppen bearbeitet wurden. Dabei handelt es sich einerseits um Lokalitäten im Muktinath-Tal und andererseits um den Burghügel von Garab Dzong südlich von Thini. Um hier zu einer zielgerichteten Fragestellung zu gelangen, wurde ausgehend von der 1994 durchgeführten Bestandsaufnahme und basierend auf einem landschafts- bzw. geoökologischen Systemansatz (LESSER 1984, FINKE 1996, 17) ein konzeptionelles „Funktionalmodell“ (FINKE 1996, 129) entworfen, mit dem der Bezug zwischen der Dynamik der Geoökofaktoren und der Siedlungsentwicklung hergestellt wird (Abb. 3.1). In Anlehnung an das ‚Obergurgl Modell‘ (IVES & MESSERLI 1990, 117) stellt darin die Flächennutzung das Bindeglied zwischen den natürlichen und dem sozio-ökonomischen Subsystemen dar.

Wie in anderen semi-ariden Gebieten (z.B. ATKINS et al. 1998, 26ff.; ERGENZINGER et al. 1988; HORNE 1993; KREUTZMANN 1988, 1994) spielt dabei der Bewässerungsfeldbau eine zentrale Rolle. Unter den klimatischen Bedingungen

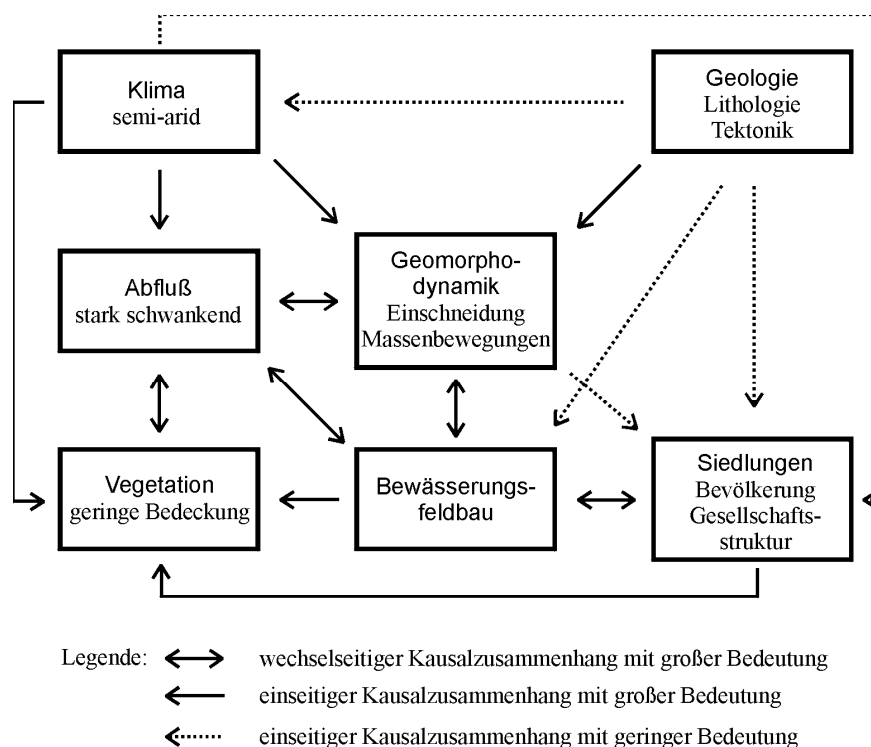


Abb. 3.1: Landschaftsökologisches Funktionalmodell unter besonderer Berücksichtigung des Bezugs zwischen den Geoökofaktoren und der Siedlungsentwicklung im Thakkhola

des Thakkhola garantiert die künstliche Bewässerung (UHLIG 1984, 16) nicht nur eine weitgehende Unabhängigkeit von den interannuellen Schwankungen des Niederschlags, sondern stellt angesichts der stark defizitären klimatologischen Wasserbilanz (Kap. 2.2.2) eine notwendige Voraussetzung für den Ackerbau in der trockenen Talsohle und damit die Lebensgrundlage der permanenten Siedlungen dar. Demnach kann dem Bewässerungsfeldbau, der nach EHLERS (1996, 42) „äußeres Kennzeichen einer *creative adjustment* der Menschen an ihre Umwelt“ ist, zunächst eine stabilisierende Rolle im Hinblick auf die Besiedlung zugewiesen werden.

Doch unter den skizzierten geoökologischen Rahmenbedingungen ergeben sich auch erhebliche Gefährdungen für den Bewässerungsfeldbau und damit auch für die Bevölkerung und die Siedlungen. Einerseits ist hier das klimatisch induzierte Problem der Versalzung der Böden zu nennen, das in zahlreichen Gebieten als eine Ursache für die Aufgabe bewässerter Flächen belegt ist (u.a. TANJI 1990, 12f.; GOUDIE 1993, 145ff.; ATKINS et al. 1998, 33; SZABLOCS 1998, 471f.). Andererseits stellt in Gebieten mit hoher Reliefenergie die intensive Morphodynamik eine weitere Gefahrenquelle für den Bewässerungsfeldbau dar (s. KIENHOLZ et al. 1983, 209; KREUTZMANN 1994, 344; ITURRIZAGA 1996, 215). Hier sind insbesondere die Einschneidung des Gewässernetzes sowie Massenbewegungen zu nennen, die über eine Unterbrechung der Bewässerungskanäle oder durch Übersättigung bzw. Erosion der Felder eine große Wirkung entfalten können. Diese geomorphologischen Prozesse werden durch das Klima, den vom Klima und der Vegetation abhängenden Abfluß, und tektonischen Strukturen und Ereignissen (Erdbeben) beeinflusst. Demnach ergeben sich für die diskutierten Geoökofaktoren über die Beziehung zum Bewässerungsfeldbau indirekte destabilisierende Wirkungen auf die Siedlungsentwicklung. Darüber hinaus sind direkte Wirkungen einzelner Geofaktoren auf die Siedlungen, wie zum Beispiel Erdbeben, extreme Unwetter oder Massenbewegungen nicht auszuschließen, wobei aber insbesondere direkte Wirkungen von Massenbewegungen eindeutig zu identifizieren sein sollten.

Es soll aber nicht übersehen werden, daß Siedlungsentwicklung primär ein sozio-ökonomischer Prozeß ist, dessen Rekonstruktion vorrangig die Aufgabe der kultur- und geisteswissenschaftlichen Gruppen im Projekt war. Da Bewässerungsfeldbau arbeitsintensiv ist und eine hohe gesellschaftliche bzw. soziale Organisation voraussetzt (VON FÜRER-HAIMENDORF 1975, 168; KREUTZMANN 1990, 17; BROWN 1997, 254f.; RENFREW & BAHN 1996, 454) ist diese Wirtschaftsform auch für Störungen der Gesellschaftsstruktur durch Kriege, Seuchen oder gesellschaftliche Umbrüche anfällig (BRUNNER 1983, 112f.; YOFFEE 1988, 45; RENFREW & BAHN 1996, 520). Dies kommt in dem wechselseitigen Kausalzusammenhang zwischen Siedlungen und Bewässerungsfeldbau zum Ausdruck (Abb. 3.1).

Aus diesem Modellansatz ergaben sich für den Zeitraum seit dem Siedlungsbeginn folgende Fragestellungen:

- Kann das aus dem aktuellen landschaftsökologischen Prozeßgefüge abgeleitete Funktionalmodell auf den gesamten Zeitraum seit Beginn der permanenten Besiedlung übertragen werden?
- Lassen sich Störungen des Bewässerungsfeldbaus durch geomorphologische Prozesse nachweisen?
- Lassen sich diese Störungen mit den Destabilisierungsphasen in der Siedlungsentwicklung parallelisieren?
- Waren Klimaschwankungen, anthropogene Eingriffe in das Landschaftsökosystem oder gesellschaftliche Ereignisse Ursache bzw. Auslöser für diese Störungen?

Wegen der engen Beziehung zwischen der gesellschaftlichen Entwicklung und dem Bewässerungsfeldbau waren die beiden letzten Fragen nur in enger Zusammenarbeit mit den archäologischen Arbeitsgruppen zu beantworten.

Auch wenn ausgehend von diesem Modellansatz wichtige Fragen zu beantworten waren, ergibt sich eine Einschränkung. Angesichts des starken anthropogenen Einflusses, den diese Wirtschaftsform bedingt (UHLIG 1984, 16f.), war zu vermuten, daß sich über die Untersuchung des Bewässerungsfeldbaus bzw. der Flurwüstungen nur indirekte Hinweise auf die Klimageschichte seit dem Beginn der Siedlungsphase ableiten lassen.

3.2 Methodik

Die Rekonstruktion der Landschaftsdynamik eines Gebiets über den in schriftlichen oder mündlichen Quellen dokumentierten Zeitraum hinaus, gelingt nur indirekt über die Interpretation von Landformen, den „stummen Zeugen“ (KIENHOLZ et al. 1984, 151) der Morphogenese und von Geoarchiven, den „Geschichtsbücher[n] der Landschaften“ (BORK et al. 1998, 9). Im Thakkhola umfaßt der Zeitraum aus dem schriftliche Quellen überliefert sind etwa die letzten 300 Jahre (SCHUH 1994, 69). Während sich in den im Rahmen des Schwerpunktprogramms untersuchten Dokumenten nur vage Hinweise auf die Landschaftsdynamik finden (RAMBLE 1997, mündl. Mittl.), enthalten die lokalen Legenden (VINDING 1992, 54ff; 1998, 66; HAFFNER & POHLE 1993b, 47f.) Elemente, die auf Naturkatastrophen, insbesondere Hochwasserereignisse hinweisen. Obwohl der Ort des Geschehens immer angegeben ist, häufig auch für unterschiedliche Orte eine sehr ähnliche Legende erzählt wird (VINDING 1998, 66), ist eine zeitliche Einordnung bisher nicht möglich. Deshalb müssen sich die vorliegenden Untersuchungen zur Landschaftsdynamik im wesentlichen auf die Geländearbeit sowie den darauf aufbauenden Laboruntersuchungen stützen.

3.2.1 Geländearbeiten

In den bisherigen Arbeiten zur Morphodynamik im Thakkhola (KUHLE 1982; FORT 1980, 1987; IWATA et al. 1982) sind nur wenige Aufschlüsse dokumentiert. Somit ging es zunächst darum, Aufschlüsse zu finden anhand derer über die Untersuchung und Interpretation der sedimentologischen, bodenkundlichen und gegebenenfalls palynologischen Befunde Aussagen zur holozänen Landschaftsdynamik möglich sind (ALLEN 1997, 51; BORK et al. 1998, 39ff.; BRADLEY & JONES 1995, 3f.; BRONGER & CATT 1989; BROWN 1997, 2f.; READING 1996; WAKE & MAYEWSKI 1996, 22ff.; WILLIAMS et al. 1993, 10f.). Dazu wurde das Kali Gandaki Tal und ausgewählte Nebentäler zwischen Ghayang Ghang im Bereich des Hauptkamms (Abb. 4.1) und Kagbeni systematisch abgegangen, wobei sich diese Untersuchungen im wesentlichen auf die Höhenlagen bis 3.100 m konzentrierten. Einen zweiten Schwerpunkt bildete das Muktinath Tal, in dem der größte Teil der archäologischen Arbeiten durchgeführt wurde. Hier wurde das Gebiet teilweise bis in Höhen über 5.000 m erkundet und in den für die Siedlungsentwicklung relevanten Höhenlagen geomorphologisch kartiert (DEMEK 1976; LESER & STÄBLEIN 1975; DE GRAAFF ET AL. 1987). Bei der Auswahl der zu bearbeitenden Aufschlüsse waren die Zugänglichkeit, eine eindeutige stratigraphische Position und Einbindung in das Umfeld, ungestörte Lagerungsverhältnisse und eine möglichst vollständige Erhaltung entscheidende Kriterien. Im Umfeld der Siedlungen und Wüstungen war die Datierbarkeit ein weiteres wichtiges Kriterium, da eine Parallelisierung der eigenen Befunde mit denen der anderen Arbeitsgruppen angestrebt wurde. Dies führte dazu, daß hier in der Regel noch vor der detaillierten Aufnahme der Aufschlüsse, die im Bereich der Wüstungen reichlich vorhanden sind, nach datierbarem Material gesucht wurde (s. Kap. 3.2.3). In der Regel wurde an natürlichen Aufschlüssen gearbeitet, da das Material unter den semi-ariden Bedingungen stark verbacken ist und die Anlage von Schürfgruben sehr zeitaufwendig ist. Darüber hinaus wurden in den Jahren 1995 bis 1997 Sondierungen mit einer Peilstange (max. Teufe: 5 m) durchgeführt. Im Herbst 1998 konnten schließlich an ausgewählten Standorten die seit dem Herbst 1996 geplanten Kernbohrungen (\varnothing 5 cm) mit einem Wacker-Hammer durchgeführt werden, die eine maximale Teufe von 9 m erreichten. Da die Kerne jedoch erst im Januar 1999 in Jena eintrafen, war eine Auswertung dieses Materials im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr möglich.

Nachdem der räumliche Zusammenhang und die mögliche Bedeutung eines Aufschlusses abgeklärt war, erfolgte die sedimentologische (s. TUCKER 1982) bzw. bodenkundliche Aufnahme in Anlehnung an AG BODEN (1994). Dabei wurde der Skelettanteil geschätzt, die Korngrößenzusammensetzung mittels Fingerprobe und „nach sichtbaren Merkmalen“ (AG BODEN 1994, 132) bestimmt und der Karbonatgehalt mit 10%-iger Salzsäure geprüft. Auf eine Bestimmung der Sediment- bzw. Bodenfarbe mit den MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1992) wurde im

Gelände verzichtet. In ausgewählten Aufschlüssen wurden vor Ort Messungen der magnetischen Suszeptibilität mit dem tragbaren System MS2 (BARTINGTON INSTRUMENTS 1995) durchgeführt, um gegebenenfalls makroskopisch nicht erkennbare Strukturen zu identifizieren. Im Anschluß an die Beschreibung erfolgte die Entnahme gestörter Proben für sedimentologische bzw. bodenkundliche Laboruntersuchungen (s. Kap. 3.2.2). Da das Gesamtvolumen der ausführbaren Proben beschränkt war, konnten nur ausgewählte Proben entnommen und nicht alle Aufschlüsse beprobt werden.

3.2.1.1 Positionsbestimmung

Ein erhebliches Problem bei den Geländearbeiten stellt das Fehlen qualitativ hochwertiger großmaßstäbiger Karten dar. Neben der Karte Annapurna 1:100.000 (AG HOCHGEBIRGSFORSCHUNG 1993; s. FINSTERWALDER 1994) standen zwar die Entwürfe der im Verlauf des Projekts angefertigten Karten (Maßstab 1:10.000 bzw. 1:12.500; CARTOCONSULT AUSTRIA 1993a+b, HAFFNER et al. 1995a, b, c) mit einer Äquidistanz der Isohypsen von 20 m zur Verfügung. Da in den Entwürfen aber das Relief, insbesondere Kanten und Stufen, nur unzureichend wiedergegeben ist, sind die Karten für eine präzise Lokalisierung von Aufschlüssen und Befunden nur eingeschränkt verwendbar. Zudem mußte während des ersten Geländeaufenthalts festgestellt werden, daß es bei barometrischen Höhenmessungen durch tagesperiodische Schwankungen des Luftdrucks zu Abweichungen von bis zu 70 m bei der Bestimmung der Höhenlage kommen kann (Abb. 3.2). Folglich weisen einfache barometrische Höhenbestimmungen trotz hoher Präzision eine geringe Genauigkeit auf (s. WAGNER 1995, 3f.).

Dies erschwert sowohl die Kartierung als auch die Bestimmung der Position von Aufschlüssen und folglich auch deren Parallelisierung. Wie die Diskussion

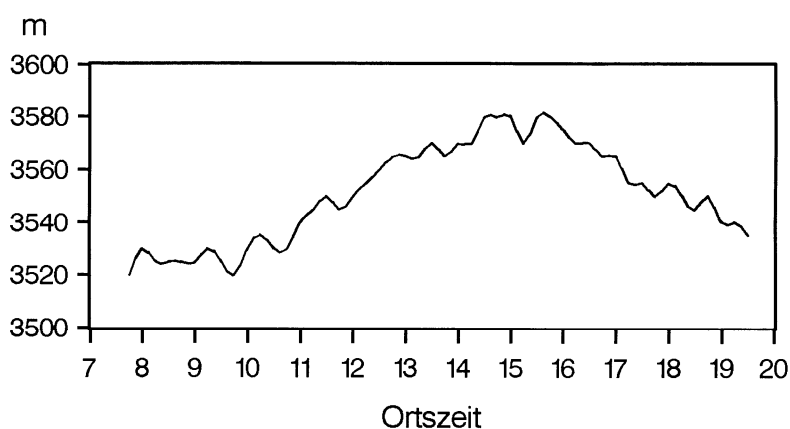


Abb. 3.2: Auswirkungen der tagesperiodischen Luftdruckschwankungen auf die barometrische Höhenbestimmung, aufgezeichnet am 12.10.1995 in Jara

der letztglazialen Schneegrenzdepression im Muktinath-Tal (Kap. 2.2.3, S. 30) sowie die Ausführungen zu den Seesedimenten (Kap. 4.1) und zur Terrassenstratigraphie (4.2.2) zeigen, haben ungenaue Höhenbestimmungen bereits zu fehlerhaften Interpretationen geführt. Deshalb wurden erhebliche Anstrengungen unternommen, um möglichst präzise Positionsangaben bzw. entsprechende Fehlerabschätzungen zu gewährleisten.

Um die Genauigkeit der barometrischen Höhenbestimmungen, auf die nicht vollständig verzichtet werden konnte zu erhöhen, wurde bei täglicher Wiederkehr an den gleichen Ort die Ausgangs- und Endhöhe bestimmt und an ausgewählten Punkten im Gelände mehrere Höhenmessungen zu unterschiedlichen Zeitpunkten durchgeführt. Dieses Verfahren soll im folgenden als ‚barometrische Höhendifferenzmessung (Δh_{bar} -Messungen)‘ bezeichnet werden. Zur Anwendung kamen ein THOMMEN-Höhenmesser und eine CASIO TWIN SENSOR Armbanduhr (Meßbereich jeweils 0 – 6.000 m). Die Ablesegenauigkeit dieser Geräte beträgt 5 m, so daß von einer Präzision der einzelnen Ablesungen von 5 ± 5 m und unter Berücksichtigung der Fehlerfortpflanzung (3-1 in Kap. 3.4.1) von einer Präzision der Δh_{bar} -Messungen von 5 ± 10 m ausgegangen wird. Wegen der nur unzureichenden Darstellung des Reliefs in den zur Verfügung stehenden Karten bestand das Problem der horizontalen Positionsbestimmung weiter.

In einem zweiten Schritt wurden ab 1995 zwei Empfänger für das Global Positioning System (GPS) der Marke Magellan ProMARK X-CP (MAGELLAN SYSTEMS CORPORATION 1994) eingesetzt, die unter bestimmten Voraussetzungen, nämlich im differentiellen Meßverfahren (sDGPS, s.u.), Positionsbestimmungen mit einer Genauigkeit < 1 m (‚submeter-Genauigkeit‘) und nach einer Aufrüstung im Jahre 1997 sogar mit cm-Genauigkeit erlauben. Da aus logistischen Gründen und wegen der Reliefverhältnisse die Voraussetzungen für diese hochgenauen Positionsbestimmungen nicht jederzeit gegeben waren, ist hier aber zunächst die Genauigkeit im Einzelbetrieb zu diskutieren.

Die technisch realisierbare Genauigkeit (1- σ -Fehler) der Positionsbestimmung im Einzelbetrieb liegt bei den benutzten GPS-Empfängern bei 15 m (MAGELLAN SYSTEMS CORPORATION 1997a, A-3). Bestimmend für die tatsächliche Genauigkeit im Einzelbetrieb ist aber die beabsichtigte Verrauschung des Signals (‚selective availability (SA)‘ s. KAHMEN 1993, 566ff.; SPATA & KÜHNHOLD 1994, 389) beim sog. ‚Standard Positioning Service (SPS)‘. Daher ergibt sich in der Regel bei Einzelmessungen ein 1- σ -Fehler von ± 100 m in der Ebene (MAGELLAN SYSTEMS CORPORATION 1997a, A-3; KAHMEN 1993, 571). Bei dreidimensionalen Punktbestimmungen, die den Empfang von mindestens 4 Satelliten voraussetzt (MAGELLAN SYSTEMS CORPORATION 1997a, 3-4) ist der Fehler, der sich durch längere Messungen an einem Ort mit anschließender Mittelwertbildung (avgGPS) redu-

Tab. 3.1: Differenzen (Δ s) zwischen avgGPS- und sDGPS-Positionsbestimmungen für Hoch- und Rechtswerte sowie Höhe über dem Ellipsoid (HAE) basierend auf identischen Datensätzen (N= 29)

Parameter	mittlere Abweichung	maximale Abweichung	Spannweite	σ
Hochwert	- 2,14	44,0	75,0	14,09
Rechtswert	- 4,83	26,0	44,0	10,56
HAE	- 4,63	114,5	175,8	42,41

zieren läßt, größer. Um ein Maß für die Güte von avgGPS-Messungen zu erhalten, wurden aus den bei sDGPS-Messungen (s.u.) aufgezeichneten Datensätzen avgGPS-Positionen für 29 Punkte berechnet und mit den sDGPS-Positionen verglichen (Tab. 3.1). Obwohl die mittlere Abweichung der 29 Messungen durchaus akzeptabel erscheint, zeigt insbesondere die Spannweite der Abweichungen bei der Höhenbestimmung (ca. 175 m), daß avgGPS-Messungen keinen Beitrag zur Lösung des Problems der Höhenbestimmung leisten. Da es innerhalb dieser Spannweite zu zufälligen Abweichungen kommt, sind diese Messungen sogar weniger zuverlässig als barometrische Höhenmessungen. Deshalb wurden avgGPS-Messungen, die teilweise unumgänglich waren, in der Regel mit Δh_{bar} -Messungen kombiniert.

Wegen der unbefriedigenden Genauigkeit der avgGPS-Messungen wurde versucht, möglichst alle Aufschlußpositionen mittels „differential GPS (DGPS)“-Messungen zu bestimmen (MAGELLAN SYSTEMS CORPORATION 1997b, 135ff.; KAHMEN 1993, 586). Bei diesem Verfahren kommen zwei Empfänger zum Einsatz, wobei ein Empfänger an einem Ort mit bekannten Koordinaten (Stützpunkt) und ein zweiter Empfänger an dem zu bestimmenden Punkt aufgestellt wird. Durch anschließende Verschneidung der beiden Datensätze, in diesem Fall mit dem Software-Paket MSTAR 2.06 (MAGELLAN SYSTEMS CORPORATION 1997b), läßt sich bei stationären Messungen (sDGPS) mit den verwendeten Geräten eine Genauigkeit von <1 m erreichen. Dies setzt eine, je nach Entfernung der Geräte unterschiedlich lange Meßdauer von mindestens 5 min, in der Regel jedoch 20 min und den gleichzeitigen Empfang von mindestens 4 Satelliten an beiden Stationen (MAGELLAN SYSTEMS CORPORATION 1997b, 140) voraus, was unter den gegebenen Reliefbedingungen nicht in jedem Fall gegeben war. Darüber hinaus wird wegen des knappen internen Speichers der GPS-Empfänger, der für die Aufzeichnung von Rohdaten über einen Zeitraum von etwa 7 h ausgelegt ist, ein externes Speichermedium (Notebook) benötigt.

Tab. 3.2: Stützpunkte des sDGPS-Meßnetzes

Ort u. Name	Geogr. Koordinaten bezogen auf WGS 84 [°]		UTM-Koordinaten Zone 44 [m]		Höhe [m]		Genauigkeit [cm]		Beschreibung
	N	E	N	E	HAE	ALT	hori- zontal	verti- kal	
Jomsom LLT	28,78069	83,71787	3.186.720,14	765.331,33	2.806,41	2.836,29	<0,1	<1	großer Block auf Ter- rasse Langlangtang, W- lich Jomsom
Jomsom AMP	28,78256	83,72287	3.186.938,16	765.814,53	2.711,09	2.740,91	<1	<1	Dach Hotel Alka Marco Polo, Jomsom Airport
Kagbeni	28,83549	83,78325	3.192.942,45	771.574,01	2.816,68	2.847,89	<5	<10	Dach Hotel Nilgiri View
Khyinga-Khalun	28,82129	83,83361	3.191.484,53	776.527,57	3.365,49	3.396,33	<5	<10	Punkt im Grabungssys- tem (vermarktet)
Jharkot	28,81756	83,84953	3.191.108,21	778.091,79	3.496,06	3.526,75	<5	<10	Dach Sonam Hotel
Larjung	28,68575	83,61453	3.175.969,35	755.469,60	2.513,00	2.549,65	<5	<10	Dach Larjung Lodge

Tab. 3.3: Genauigkeitsklassen und Methoden der Positionsbestimmung

Klasse	Methode	vertikal [m]	horizontal [m]
GK1	sDGPS stationäre differenzielle Messungen mit GPS	<1	<1
GK2	mDGPS mobile differenzielle Messung mit GPS	<5	<5
GK3	avgGPS stationäre Messungen mit GPS kombiniert mit barometrischer Höhendifferenzmessung	±10	±100
GK4	avgGPS stationäre Messungen mit GPS	±200	±100
GK5	Kartenablesungen (basierend auf 1:12.500)	*	*
GK6	Kartenablesung (basierend auf 1:100.000)	*	*

* konsistente Fehlerangaben sind für die Kartenablesungen wegen der geschilderten Probleme nicht möglich

Das gleiche Prinzip läßt sich auf Messungen anwenden, bei denen das zweite Gerät im mobilen Einsatz ist (mDGPS). Bei diesem Verfahren, das auch als kinematische Punktbestimmung bezeichnet wird (KAHMEN 1993, 589f.) ist eine Genauigkeit von in der Regel <5 m gegeben (MAGELLAN SYSTEMS CORPORATION 1997b, 141). Notwendige Voraussetzung für konsistente Ergebnisse bei DGPS-Messungen ist jedoch ein Netz von Stützpunkten mit genauen Positionsangaben. Da verlässliche großmaßstäbige Karten für das Gebiet bislang fehlen und die einfache Distanz zwischen Jomsom und Larjung bzw. Jomsom und Jharkot im Muktinath Tal jeweils einem Tagesmarsch entspricht mußte zunächst mittels stationärer DGPS-Messungen dieses Stützpunktnetz aufgebaut werden (Tab. 3.2). Ausgangspunkt für dieses Netz war der von R. BILHAM (CIRES, University of Colorado, Boulder) im Rahmen einer DGPS-Meßkampagne zur Untersuchung der rezenten tektonischen Hebung im Himalaya (JACKSON & BILHAM 1994a) errichtete Fixpunkt auf der Terrasse Langlangtang (Punkthöhe 2.806 m in Abb. 4.13), westlich von Jomsom Airport. Obwohl damit die Voraussetzungen geschaffen waren, um im gesamten Untersuchungsgebiet die Aufschlußpositionen mit gleicher Genauigkeit bestimmen zu können, waren wie bereits mehrfach angedeutet, aus organisatorischen und technischen Gründen nicht an jedem Ort DGPS-Messungen durchführbar. Daher ergeben sich aus der Kombination der unterschiedlichen Methoden zur Positionsbestimmung insgesamt 6 Genauigkeitsklassen für die im Rahmen dieser Arbeit präsentierten Positionsangaben (Tab. 3.3).

3.2.2 Sedimentologisch-bodenkundliche Labormethoden

Die im folgenden kurz erläuterten Laboranalysen, die im Geoökologischen Labor des Instituts für Geographie in Jena durchgeführt wurden, dienten der Überprüfung der im Gelände durchgeführten sedimentologischen und bodenkundlichen Ansprache sowie weiterführenden Analysen. Dazu wurden die sediment- bzw. bodenche-

mischen Eigenschaften der Substrate nach standardisierten Verfahren charakterisiert und die Schwermetallgehalte der Proben bestimmt. Ausgehend von der Frage nach möglichen geoökologischen Determinanten der Siedlungsentwicklung (Kap. 3.1) konzentrierten sich die weiterführenden Analysen auf die Erfassung des Zustands und möglicher Belastungen der rezent genutzten bzw. aufgelassenen Bewässerungsareale, insbesondere durch Versalzung (s. Kap. 3.1.2), aber auch durch Schwermetalle. Primär wurden die Schwermetallgehalte jedoch bestimmt um zu überprüfen, ob sich auf diesem Wege Hinweise auf unterschiedliche Sedimentquellen ergeben. Da eine geochemische Aufnahme der Einzugsgebiete im Thakkhola bislang nicht vorliegt, hatten diese Untersuchungen jedoch einen stark explorativen Charakter.

Um den analytischen Aufwand der Aufgabenstellung anzupassen, wurden die Proben, ausgehend vom Probentyp einer der beiden Gruppen, ‚Sedimentprobe‘ bzw. ‚Bodenprobe‘ zugeordnet. Zur allgemeinen Charakterisierung der Proben wurden an allen Proben die folgenden, bereits bei THIEMEYER (1997, 29f.) dokumentierten Analysen durchgeführt:

- Korngrößenanalysen (Sieb- und Schlämmanalysen) gemäß DIN 19683/1 und DIN 19683/2, wobei allerdings wegen der hohen Kalkgehalte vor der Korngrößenanalyse keine Kalkzerstörung durchgeführt wurde,
- Bestimmung des pH-Werts (0,1 N KCl) gemäß DIN 19684/1,
- gasvolumetrische Bestimmung des Carbonatgehalts mit HCl nach der Scheibler-Methode (DIN 19684/5),
- spektralphotometrische Bestimmung des C_{org} -Gehalts nach nasser Veraschung mit H_2SO_4 und $K_2Cr_2O_7$ gemäß DIN 19684/2, wobei der Gehalt an organischer Substanz durch Multiplikation mit dem Faktor 1,724 berechnet wurde,
- Bestimmung der Sediment- bzw. Bodenfarbe (feucht und trocken) mit MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1992),
- Analyse der Elementgehalte (Ca, Cd, Cr, Co, Cu, Fe, K, Mg, Na, Ni, Pb, Zn) mittels AAS (SHIMADZU, Modell AA 6701), wobei die Schwermetalle in einer Mikrowelle der Firma KÜRNER (Rosenheim) mit Königswasser aufgeschlossen wurden.

An den Bodenproben von den rezent genutzten bzw. aufgelassenen Bewässerungsflächen wurden darüber hinaus die folgenden Parameter ermittelt:

- elektrische Leitfähigkeit (EC_w)(zur Methode s.u.),
- Kationenaustauschkapazität (KAK_{eff}) gemäß DIN 19683/8 (Mehlich-Methode),
- P_{CAL} - und K_{CAL} -Gehalt über Extraktion mit Calciumlactat (CAL-Methode) nach SCHÜLLER (1969) und Messung am Spektralphotometer

(Molybdänblaumethode),

- Fe_d über Dithionit/Citrat/Bikarbonat-Extraktion nach MEHRA & JACKSON (1960),
- Fe_o mittels Extraktion mit Ammoniumoxalat/Oxalsäure nach DIN 19683/7.

Zur Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit der Böden ist anzumerken, daß diese wegen der beschränkten Probemengen nicht nach DIN 19684 in einem Sättigungsextrakt, sondern in einem Wassereextrakt mit einem Boden-Wasser-Verhältnis von 1:2 gemessen wurde (s. BRADY & WEIL 1999, 385; SCHACHTSCHABEL et al. 1989, 225). Die über dieses Verfahren bestimmten Leitfähigkeitswerte, die in der Literatur abgekürzt als EC_w (BRADY & WEIL 1999, 385) oder EC_2 (GUPTA & GUPTA 1997, 53) gekennzeichnet werden, korrelieren zwar gut mit der am Sättigungsextrakt bestimmten Leitfähigkeit (EC_e) (GUPTA & GUPTA 1997, 51; BRADY & WEIL 1999, 386; ROWELL 1997, 489), die absoluten Werte sind allerdings nicht direkt vergleichbar. Deshalb können die häufig genannten Schwellenwerte von 2 bzw. 4 mS cm^{-1} (u.a. KUNTZE et al. 1994, 342; BRADY & WEIL 1999, 387) hier bei der Bewertung der elektrischen Leitfähigkeit als Indikator für eine Versalzung der Böden nicht angewendet werden. Statt dessen wird sich die Einschätzung des Grads der Versalzung der Böden an den von MUHR et al. (1963, zit. in GUPTA & GUPTA 1997, 53) explizit auf die hier angewendete Meßmethode bezogenen Grenzwerte von 1 mS cm^{-1} bzw. 3 mS cm^{-1} orientieren. Während danach Leitfähigkeiten $<1 \text{ mS cm}^{-1}$ das Pflanzenwachstum und die Erträge nicht einschränken, muß bei Werten $>3 \text{ mS cm}^{-1}$ bereits mit einer erheblichen Behinderung des Pflanzenwachstums gerechnet werden.

3.2.3 Datierungsmethoden

Obwohl relative stratigraphische Zuordnungen einen wichtigen Beitrag zur Landschaftsentwicklung leisten, erfordert die Parallelisierung räumlich getrennter Befunde sowie die Quantifizierung von Prozessen eine absolute Altersbestimmung (WAGNER 1995, 1; RENFREW & BAHN 1996, 111ff.). Dabei richtet sich die Auswahl der Datierungsmethoden (s. EASTERBROOK 1988; WAGNER 1995) nach dem zur Verfügung stehenden Material, den verfügbaren Ressourcen und dem antizipierten Alter der Probe (RENFREW & BAHN 1996, 122; RICHTER et al. 1996, 9).

Die semi-ariden Bedingungen im Untersuchungsgebiet ließen nur eine geringe Erhaltung datierbaren organischen Materials erwarten (STOKES 1997, 607). Wegen des großen Potentials der Strahlendosimetrie (ZÖLLER & WAGNER 1992; WAGNER 1995, 131ff.) war daher schon in der Konzeption der Untersuchung (MÄUS-BACHER 1993, 5) vorgesehen, die fluvialen Terrassen in Zusammenarbeit mit Prof. Dr. G.A. WAGNER (Forschungsstelle Archäometrie, Heidelberg) mittels OSL (s. Kap. 3.2.3.1) zu datieren. Im Verlauf der Untersuchungen konnte dann doch organisches

Material gefunden werden, so daß auch ^{14}C -Datierungen (s. Kap. 3.2.3.2) zum Einsatz kamen. Darüber hinaus ergab sich durch die enge Zusammenarbeit mit der Arbeitsgruppe der KAVA die Möglichkeit noch im Gelände eine erste Alterseinschätzung anhand von Keramik (s. Kap. 3.2.3.3) vorzunehmen. Im folgenden werden die angewendeten Datierungsmethoden kurz vorgestellt und deren Potentiale sowie Probleme diskutiert.

3.2.3.1 OSL-Datierungen

Mit der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL), deren Grundlagen ausführlich in WAGNER (1995, 156ff.), LANG (1996, 3ff.) und LANG et al. (1996) dargestellt sind kann der Zeitpunkt der letzten Bleichung eines Sediments, also der Zeitpunkt der Ablagerung bzw. Überdeckung datiert werden. Der große Vorteil dieser Methode im Rahmen von geomorphologischen Untersuchungen ist, daß sie unabhängig vom Auffinden organischen Materials anwendbar ist (LANG 1996, 2). Voraussetzung ist, daß bei der Probenahme, dem Transport und der Aufbereitung eine „Lichtexposition strikt vermieden“ wird (WAGNER 1995, 157). Wie die Zusammenstellung von LANG (1996, 4) zeigt, sind OSL-Datierungen bisher insbesondere an äolischen Sedimenten, darüber hinaus aber auch an fluvialen, glazifluvialen, kolluvialen und marinen sowie vereinzelt an limnischen Ablagerungen durchgeführt worden. Nach MAHANEY (1998, 117) beträgt der Zeitrahmen, der sich über OSL-Datierungen erfassen läßt etwa 200 ka wobei der Fehler der Datierung bei mindestens 7%, in der Regel aber zwischen 10 und 15% liegt.

Im Rahmen dieser Untersuchung wurden OSL-Datierungen an Seesedimenten (Kap. 4.1.2), fluvialen Terrassensedimenten (Kap. 4.2.) sowie an den Sedimenten aus den Flurwüstungen (Kap. 5.1.1.3) durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden in den entsprechenden Kapiteln vorgestellt. Darüber hinaus wurden rezente Sedimente unterschiedlicher Genese zur Überprüfung auf vollständige Bleichung analysiert. Bei der Beprobung wurden im Gelände entweder größere kompakte Sedimentblöcke entnommen oder ein Stechzylinder (\varnothing 5 cm) mit einem Handbohrer in das Sediment getrieben. Anschließend wurde das Material lichtdicht verpackt und erst in der Forschungsstelle Archäometrie, Heidelberg, unter Rotlicht der Aufbereitung und Datierung, die von den Heidelberger Kollegen durchgeführt wurde, zugeführt. Entsprechend der Ausstattung des Heidelberger OSL-Labors (LANG et al. 1996) wurde die Feinkornmethode angewendet, bei der ein polymineralisches Feinkorngemisch (4 – 11 μm) - in diesem Fall nach Bestrahlen mit Infrarot (IR-OSL) - datiert wird. Zur Ermittlung der Äquivalenzdosis (Q) wurde die Subtraktions-Methode (LANG 1996, 22) und zur Überprüfung auf vollständige Bleichung der Sedimente vor der Ablagerung der Q-Plateau-Test (LANG 1996, 80ff.) verwendet. Zudem erfolgte eine Überprüfung des radioaktiven Gleichgewichts der Proben (LANG 1996, 55) sowie des Auftretens anomalen Ausheilens

(LANG 1996, 75f.).

Trotz größter Sorgfalt im Gelände und im Labor ließen sich nicht alle Proben datieren. Aus völlig ungeklärten Gründen schlug bei einer ganzen Serie mit Seesedimenten die Probenaufbereitung fehl, da sich diese nicht in Aceton dispergieren ließen (s. LANG 1996, 51). Darüber hinaus ergaben einige Proben im Vergleich zu anderen Befunden deutlich höhere Alter (Kap. 4.1.2 u. 5.2.1.3), ohne das der Q-Plateau-Test Hinweise auf eine unvollständige Bleichung ergeben hätte. Nach umfangreichen Diskussionen und weiteren Untersuchungen an Sedimenten im Kraichgau (LANG et al. 1999) steht inzwischen fest, daß das Vorhandensein eines Plateaus in der Ausleuchtkurve (Q-Plateau-Test) bei Anwendung der Feinkornmethode, bei der die Probe aus einem Gemisch von ausreichend und unvollständig gebleichten Partikeln bestehen kann, zwar ein notwendiges, aber kein hinreichendes Kriterium für eine vollständige Bleichung darstellt. Folglich besteht bei dem hier verwendeten Verfahren die Möglichkeit, daß unvollständige Bleichung vor der Ablagerung und daraus resultierende höhere Alter anhand der Laboruntersuchungen nicht erkannt werden. Daß aber unvollständige Bleichung ein Problem bei den Sedimenten im Thakkhola darstellt, zeigen die Untersuchungen an ausgesuchten rezenten Ablagerungen. Während eine rezente Murablagerung erwartungsgemäß unvollständig gebleicht war, galt dies, entgegen unseren Erwartungen auch für eine kolluviale Ablagerung am Fuß einer Rutschung in den Seesedimenten und ein relativ grobes Kali Gandaki Hochflutsediment.

3.2.3.2 ¹⁴C-Datierungen

Die ¹⁴C-Datierung beruht auf dem radioaktiven Zerfall des ¹⁴C-Isotops und repräsentiert inzwischen eine weitgehend ausgereifte Datierungsmethode (RENFREW & BAHN 1996, 132). Je nach Verfahren liegt der erfaßbare Zeitrahmen zwischen 30 bis 40 ka (konventionell) und 40 bis 50 ka (AMS-Datierungen) (WAGNER 1995, 78). Durch Variationen im ¹⁴C-Anfangsgehalt der Proben ist jedoch keine lineare Beziehung zwischen dem ¹⁴C-Alter einer Probe und den Kalenderjahren gegeben (GEYH, 1983, 24ff.; WAGNER 1995, 80ff.; WENIGER 1997, 54ff.). Dies macht eine Kalibration der ¹⁴C-Alter notwendig, die im Rahmen dieser Arbeit mit dem Programm Oxcal v2.18 (BRONK RAMSEY 1995) und basierend auf der Kalibrationskurve von STUIVER & REIMER (1993) durchgeführt wurde. Während die Kalibration bei den älteren Proben in der Regel zu eindeutigen Altersangaben führten, ergaben sich bei jüngeren Proben häufig mehrdeutige Ergebnisse, die in den entsprechenden Kapiteln diskutiert werden.

Bei der Interpretation von ¹⁴C-Daten sind zwei Punkte zu berücksichtigen. Bei organischem Material wie Pflanzenresten und Holzkohle ist zu beachten, daß das ¹⁴C-Alter den Zeitpunkt des Absterbens, bzw. bei Holzkohle den Zeitpunkt des Wachstums des Holzes, nicht aber den Zeitpunkt der Ablagerung im Sediment

angibt. Daher ergeben entsprechende Alter „ein sog. terminus post quem“ (WAGNER 1995, 90), wobei eine Abschätzung des Zeitraums zwischen dem Absterben und der Ablagerung in der Regel nicht möglich ist. Bei Material aus dem aquatischen Bereich kann der sog. „Hartwasser-Effekt“ (GEYH, 1983, 32ff.; WAGNER 1995, 80ff.) zum Tragen kommen. Dieser Effekt beschreibt die Tatsache, daß im limnischen Milieu, verursacht durch gelösten fossilen Kalk, ein Ungleichgewicht zwischen dem ^{14}C -Gehalt der Atmosphäre und jenem im Wasser bestehen kann. Nach GEYH (1983, 32) ist hier mit einem Fehler von bis zu 1.000 a zu rechnen, der aber ganz entscheidend von den lokalen Bedingungen bei der Ablagerung bestimmt wird und im Nachhinein in der Regel nur schwer zu quantifizieren ist.

3.2.3.3 *Datierung mittels Keramik*

Sowohl bei der OSL-Datierung, als auch der ^{14}C -Datierung lagen die Ergebnisse erst geraume Zeit nach Beendigung des Geländeaufenthalts vor. Insbesondere für Explorationen im Bereich der Wüstungen war es aus Gründen der Effizienz wünschenswert, bereits im Gelände eine erste genauere Vorstellung von der zeitlichen Zuordnung der Aufschlüsse zu haben. In diesem Zusammenhang hat sich der interdisziplinäre Ansatz des Schwerpunktprogramms und insbesondere die Zusammenarbeit mit der Arbeitsgruppe der KAVA besonders bewährt.

Parallel zu der Bauschichtstratigraphie wurde von dieser Arbeitsgruppe basierend auf Keramikfunden aus der Grabung Khyinga-Khalun eine Scherbenchronologie erarbeitet (HÜTTEL & PAAP 1998), auf deren Grundlage eine zeitliche Einordnung von Keramikfunden auch aus anderen Teilen des Untersuchungsgebiets möglich ist. Anhand des Materials, der Verarbeitung, der Form und der Verzierung können Scherben somit den vier Zeitabschnitten der Bauschichtstratigraphie (Khyinga I, Khyinga II, Khyinga III früh, Khyinga III spät; s. Tab. 2.12, S. 52), die insgesamt etwa 2.000 a zurück reichen und jeweils einen Zeitraum von 200 bis 400 a umfassen, zugeordnet werden. Eine Abbildung mit den für die einzelnen Zeitabschnitte typischen Formen und Verzierungen findet sich bei HÜTTEL & PAAP (1998, 23).

Bei der zeitlichen Zuordnung muß jedoch beachtet werden, daß die Periode Khyinga III spät zum Jüngeren hin durch einen Auflassungshorizont begrenzt wird. Daher kann Keramik, die jener der Periode Khyinga III spät entspricht „außerhalb des Grabungshügels“ durchaus jünger als 500 a sein (PAAP 1998, schriftl. Mitt.). Dies zeigen auch die Befunde aus der Grabung in Garab Dzong, wo ein ähnliches Ensemble von Scherben vorliegt, das aber den Zeitraum zwischen dem 16. und 19. Jh. repräsentiert (POHL & THIBLET 1998, mündl. Mitt.). Eine weitere Einschränkung dieser ad-hoc Datierungsmethode ergab sich aus der Tatsache, daß das Auftreten von Scherben im wesentlichen auf die Wüstungsareale begrenzt ist.

3.4 Auswertung

3.4.1 Software

Neben den bereits oben genannten Software-Paketen wurde bei der (statistischen) Auswertung der im Gelände und Labor erhobenen Daten insbesondere „The SAS System for Windows 6.12“ (SAS INSTITUTE INC. 1990a, 1990b, 1990c) verwendet. Mit diesem Software-Paket wurden auch die meisten Strichzeichnungen produziert. Darüber hinaus kam das Geographische Informationssystem (GIS) DRISI (EASTMAN 1992a+b, 1993) bei der Digitalisierung, Auswertung und Erstellung von Kartengrundlagen zum Einsatz, die mit den Graphik-Programmen Corel Draw 6.0 (COREL CORPORATION 1995) und FreeHand 7 (MACROMEDIA INC. 1995) weiterverarbeitet und ergänzt wurden. Für die Bearbeitung der Photos und die Erstellung der Panoramaaufnahmen wurden die Bildverarbeitungsprogramme Lview Pro (LERO 1995) und PhotoVista (LIVE PICTURE INC. 1998) eingesetzt.

3.4.2 Fehlerrechnung

Ein Ziel dieser Arbeit war, die für die Landschaftsentwicklung relevanten Prozesse - soweit möglich - zu quantifizieren. Allerdings sind die Ergebnisse der Datierungen wie auch alle anderen durchgeführten Messungen mit Fehlern behaftet (u.a. WAGNER 1995, 3f.). Um diese Fehler bei den weiterführenden Berechnungen und Interpretationen berücksichtigen zu können und die Genauigkeit der Ergebnisse intersubjektiv überprüfbar zu machen, wurde bei allen Kalkulationen, bei denen die Fehler der Eingangswerte quantifizierbar waren, die Regeln des Gaußschen Fehlerfortpflanzungsgesetzes (HARTUNG et al. 1991, 326ff.) angewendet. Nach SCHÖWESE (1992, 91f.) gilt bei Addition oder Subtraktion von Meßwerten ($A \pm \Delta a$; $B \pm \Delta b$; ...) für die resultierende Größe $C \pm \Delta c$:

$$C \pm \Delta c = A + B \pm \sqrt{(\Delta a)^2 + (\Delta b)^2} \quad \text{bzw.} \quad C \pm \Delta c = A - B \pm \sqrt{(\Delta a)^2 + (\Delta b)^2} \quad (3-1)$$

wobei mit Δa , Δb und Δc jeweils der absolute Fehler bezeichnet wird. In ähnlicher Form ist bei der Multiplikation oder Division vorzugehen, wobei hier nicht der absolute, sondern der relative Fehler (δa , δb , ...) in die Berechnung eingeht:

$$C \pm \Delta c = A \cdot B \pm \sqrt{(\delta a)^2 + (\delta b)^2} \quad \text{bzw.} \quad C \pm \Delta c = \frac{A}{B} \pm \sqrt{(\delta a)^2 + (\delta b)^2} \quad (3-2)$$

mit $\delta a = \frac{\Delta a}{A}$, $\delta b = \frac{\Delta b}{B}$ und $\Delta c = C \cdot \sqrt{(\delta a)^2 + (\delta b)^2}$.

4 Jungpleistozäner bis mittelholozäner Landschaftswandel

Seit dem Beginn der Hebung des Himalaya und des Tibet Plateaus (Kap. 2.1.1) ist die Landschafts- und Reliefentwicklung des Thakkhola im wesentlichen durch Einschneidung und Abtragung geprägt. Ein Resultat ist die extreme Reliefenergie, die im Süden des Untersuchungsgebiets durch Höhenunterschiede von über 4.000 m zwischen den Gipfeln des Hauptkamms und dem rezenten Schotterbett der Kali Gandaki zum Ausdruck kommt. Aber schon die in Kapitel 2.1 (S. 12) diskutierte syntektonische, tertiäre Grabenfüllung sowie die weiten Verebnungsflächen in Nord-Mustang (Abb. 2.5, S. 11) zeigen, daß sich im Verlauf der Entwicklung Einschneidungs- und Sedimentationsphasen abgewechselt haben. Im südlichen Thakkhola weisen weit verbreitete, mäßig verfestigte Seesedimente auf eine junge Sedimentationsphase hin. Deren Ende kann als Ausgangspunkt für die rezent andauernde Einschneidungsphase gelten, die sich in mehreren Terrassenniveaus dokumentiert (Abb. 2.13, S. 38).

Ausgehend vom jeweiligen Stand der Forschung werden in diesem Abschnitt zunächst die Ergebnisse zur Altersstellung und Genese der Seesedimente (Kap. 4.1) und anschließend die Befunde zur Datierung der Einschneidungsphasen der Kali Gandaki vorgestellt (Kap. 4.2). Diese Ausführungen konzentrieren sich im wesentlichen auf das Kali Gandaki Tal bei Jomsom. Wie die Ergebnisse zur Entwicklung des Vorfluters, der die lokale Erosionsbasis darstellt, mit der Entwicklung im Einzugsgebiet zu verknüpfen sind, wird am Beispiel des Muktinath Tals einleitend zur Diskussion des Landschaftswandels seit dem Siedlungsbeginn (Kap. 5.1.1) dargestellt. Damit wird gleichzeitig die Verbindung zwischen den Zeitscheiben I und II hergestellt.

4.1 Der Süd-Thakkhola Paläensee

Die Existenz von mäßig verfestigten Seesedimenten „quartären Alters“ (HAGEN 1954, 329) im südlichen Thakkhola ist seit dem Beginn geowissenschaftlicher Untersuchungen in diesem Gebiet bekannt. Eine spezifische Kartierung der als „Marpha Formation“ (YOSHIDA et al. 1984, 105; FORT 1995, 263) bezeichneten Sedimente im Gebiet zwischen dem Himalaya-Hauptkamm und Kagbeni sowie eine Beschreibung der sedimentologischen Befunde und der Stratigraphie hat FORT (1980b) vorgelegt. Sie prägte auch die Bezeichnungen „paléo-lac de la Basse Thakkhola“ bzw. „paléo-lac de Marpha“ (1980b, 171) an denen anlehnend hier der Begriff ‚Süd-Thakkhola Paläensee‘ verwendet werden soll. Nach FORT (1980b, 171) handelt es sich bei den Seesedimenten um fein laminierte, horizontal gelagerte, vorwiegend tonig-schluffige, graue bis gelbliche Ablagerungen mit einem Kalkgehalt zwischen 25% und 40%, wobei sowohl einzelne sandige Lagen und

vereinzelte Lagen mit kantigen Blöcken in die Sedimente eingeschaltet sein können. Eine ähnliche Charakterisierung der Seesedimente findet sich in KUHLE (1983, 188), wobei dieser jedoch angibt, daß in den fossilienfreien Sedimenten der Feinsand überwiegt und sich talabwärts und mit größerer Entfernung von den Nebenflüssen eine Zunahme der Schluff- und Tonanteile ergibt.

Während bezüglich der sedimentologischen Eigenschaften weitgehend Einigkeit besteht, sind im Hinblick auf die Verbreitung der Seesedimente und die Ausdehnung des Süd-Thakkhola Paläosees erhebliche Differenzen festzustellen. So fällt nach HAGEN „der Riegel, welcher den ehemaligen Stausee verursacht hat, genau mit den kristallinen Wurzeln der Kathmandu-Decken“ bei Dhumpu zusammen (1954, 329; auch 1969, 142). Übertragen auf die moderne tektonische Konzeption läßt sich HAGEN's Südgrenze des Paläosees mit dem „South Tibetan Detachment System“ (Kap. 2.1.1) parallelisieren. Auch HANISCH (1995) lokalisiert die Südgrenze des Sees im Bereich von Kalopani und Dhumpu. Ausgehend von einer maximalen Höhenlage des Seespiegels bei 3.000 m leitet er darüber hinaus eine Längserstreckung des Sees von etwa 35 km ab. Dagegen siedeln DOLLFUS & USSELMANN (1971, 183f.), ähnlich wie es die Karte von FORT (1980b, 172) zeigt, die Südgrenze des Sees bei Tukche und die nicht näher bestimmte Nordgrenze nördlich von Kagbeni an. Aus den stratigraphischen Profilen von FORT (1980b, 173; 1995, 264) ergibt sich dabei eine gen Norden ansteigende Obergrenze der Seesedimente von 2.920 m bei Marpha über 3.050 m nördlich des Syang Khola (bzw. Pramda Kyu) auf etwa 3.100 m bei Kagbeni. KUHLE (1982, 70) wiederum lokalisiert die südliche Grenze im Hochglazial zwischen Chhairo und Marpha („1 km N-lich der Siedlung Chhairo“) und in einer späteren Phase im Raum Larjung an. Bei einer Längserstreckung „über eine Distanz von etwa 46 km“ vermutet er das nördliche Ende des Sees etwa „3 km S-lich der Siedlung Tange“ (1982, 70). Dies aber würde bedeuten, daß sich der See über die Schlucht der Kali Gandaki bei Tsele hinaus erstreckt hätte. Als Obergrenze für das Auftreten der Seesedimente nennt KUHLE (1982, 69; 1983, 187f.) 2.920 m am Ausgang des Cha Lungpa südlich von Tangbe, 3.110 m bei Dangarjong und 2.990 m bei Marpha und leitet daraus eine Mindesttiefe des Sees von 360 m ab.

Da die Altersstellung und die Genese des Sees häufig aus der Ausdehnung des Sees und insbesondere der Lage der südlichen Grenze, also der vermeintlichen Barriere, abgeleitet wird, ergeben sich auch hier unterschiedliche Ansichten. Nach HAGEN (1954, 330; 1969, 140ff.; auch FUCHS 1967, 207; FUCHS & FRANK 1970, 100) handelt es sich bei den Seesedimenten um quartäre Ablagerungen in einem „tektonischen Stausee“, der sich im antezedenten Kali Gandaki Tal durch rasche „Aufpressung der Wurzeln der Kathmandu-Decken“, also durch eine Phase schneller tektonischer Hebung im Bereich des Hauptkamms, gebildet haben soll. Als weiteres Indiz für die tektonischen Bewegungen nennt er in diesem Zusam-

menhang den bereits in Kapitel 2.5.1 diskutierten Gefällsknick im Längsprofil des Kali Gandaki bei Dhumpu (HAGEN 1968, 154; s. Abb. 4.10). Obwohl die Hebungsgeschichte des Himalaya und des Tibet Plateaus (Kap. 2.1.1) und die Dynamik im Bereich des „South Tibetan Detachment Systems“ noch nicht abschließend geklärt sind, ist ausgehend von der derzeitigen Diskussion davon auszugehen, daß sich das Modell eines tektonischen Stausees und eine quartäre Altersstellung der Sedimente widersprechen.

DOLLFUS & USSELMANN (1971, 183) entwickelten das Modell eines (vermutlich wärmzeitlichen) Eisstausees als Folge einer Abdämmung der Kali Gandaki durch Gletscher vom Dhaulagiri und Tukche Peak im Osten und dem Nilgiri im Westen. Auch IWATA et al. (1982, 84) und KUHLE (1982, 70) vertreten dieses Konzept. Während jedoch IWATA (1987, 47) das Ende der Seesedimentation vor das letzte Interglazial stellt, ordnet KUHLE (1983, 186) den Beginn der Sedimentation einer „frühwürmzeitlichen Aufstauungsperiode durch die Gletscher des Hohen Himalaya“ und deren Ende den spätglazialen Rückzugsstadien zu. Dabei soll es im Zusammenhang mit dem sukzessiven späteiszeitlichen Rückgang der Gletscher zu



Abb. 4.1: Kali Gandaki Tal zwischen Tukche und dem Himalaya-Hauptkamm
(Photo: J. Baade).

Blick von der Terrasse bei Tukche über das Schotterbett der Kali Gandaki auf Ghayang Ghang, den bewaldeten Querriegel in der Bildmitte, der die nördliche Begrenzung der Bergsturzablagerungen bei Dhumpu bildet. Im Hintergrund die schneebedeckten östlichen Ausläufer des Dhaulagiri mit dem Tälchen in dem das South Tibetan Detachment System (STD) aufgeschlossen ist.

einer Verlagerung der Südgrenze des Sees von Chhairo in den Bereich von Larjung gekommen sein (KUHLE 1982, 70). Da KUHLE's „Sirkung-Stadium“ die jüngste Moräne darstellt, die dieser auf beiden Seiten des Kali Gandaki lokalisiert (1982, Abb. 184), läßt sich daraus ein Ende der Seesedimentation um 13 ka BP ableiten (s. Tab. 2.5, Kap. 2.2.3).

Dagegen bringt HANISCH (1995) die Seesedimente im Thakkhola mit dem bereits von HORMANN (1974, 175) als Bergsturz interpretierten Querriegel in Verbindung, der das Schotterbett der Kali Gandaki zwischen Tukche und dem Boxi Khola gen Süden begrenzt (Abb. 4.1). Dieser Querriegel, der bei MIEHE (1982, Kartenbeilage) noch als „Dhumpu Gateway“ bezeichnet wird, trägt den lokalen Namen Ghayang Ghang (VINDING 1992, 67; 1998, 426). Bis zum höchsten Punkt von Ghayang Ghang nachweisbare Blöcke aus dickbankigen Orthogneisen, die in diesem Bereich nur westlich der Kali Gandaki anstehen, sowie die von HANISCH (1996, schriftl. Mitt.) westlich der Kali Gandaki identifizierte Bergsturznische stützen diese Interpretation. Darüber hinaus verweist er auf zwei hochgelegene fluviale Terrassen in den Bergsturzablagerungen bei Titigaon und südlich von Dhumpu, von denen eine anhand von Mustang Granit Geröllern eindeutig einem ehemals höheren Niveau der Kali Gandaki zuzuordnen ist. Demnach wäre die Kali Gandaki durch etwa 500 m mächtige Ablagerungen eines Bergsturzes von der Ostflanke der südlichen Ausläufer des Dhaulagiri abgedämmt und anschließend durch Feinsedimenteintrag und Murgänge verfüllt worden (HANISCH 1995). Zur zeitlichen Stellung des Bergsturzes machen aber weder HANISCH (1995) noch HORMANN (1974) eine Aussage. Dieses Konzept eines durch einen Bergsturz aufgestauten Sees im Thakkhola findet sich bereits bei FORT (1980b, 173; auch FORT et al. 1981, 33). Allerdings soll es sich bei dem von FORT identifizierten Bergsturz nicht um den von HORMANN und HANISCH diskutierten Bergsturz bei Dhumpu, sondern um einen weiter flußaufwärts gelegenen Bergsturz handeln, der später durch den Dhaulagiri Gletscher weitgehend ausgeräumt wurde (FORT 1998, schriftl. Mitt.). Ausgehend von ihrer Auffassung, daß der Dhaulagiri Gletscher während des ‚Last Glacial Maximum‘ den Talboden im Thakkhola erreicht hat (FORT 1995, 267; s. auch OWEN et al. 1998, 102), wären die Seesedimente folglich vor die maximale Ausdehnung der letzten Eiszeit zu stellen.

Während sich die bisher diskutierten Alterseinschätzungen im wesentlichen aus den Annahmen zur Genese ableiten, haben YOSHIDA et al. (1984, 114) paläomagnetische Untersuchungen an Aufschlüssen im Syang Khola (bzw. Pramda Kyu) und südlich von Marpha durchgeführt. Basierend auf der normalen Polarität aller gemessenen Proben ordnen sie die Sedimente der Brunhes-Chrone zu, die nach LIEDTKE & HERGET (1999, 12) die letzten 730 ka, nach BASKI et al. (1992, zit. in WAGNER 1995, 223) die letzten 783 ka und nach VAN COUVERING (1997, xiii) die letzten 780 ka umfaßt.

4.1.1 Kartierung der Seesedimente

Die Frage nach dem Ende der Sedimentation im Süd-Thakkhola Paläosee als Ausgangspunkt der rezent andauernden Einschneidung ist, wie die vorangegangene Diskussion des Stands der Forschung zeigt, nicht nur eine Frage der geeigneten Datierungsmethode. Sie ist darüber hinaus eng verknüpft mit der Verbreitung, der Höhenlage und dem bislang nicht diskutierten Charakter der Hangendgrenze der Seesedimente.

Wie oben dargelegt schwanken die Angaben zur Obergrenze der Seesedimente zwischen 3.000 m und 3.100 m, wobei von FORT bzw. KUHLE (s.o.) trotz ähnlicher Auffassungen bezüglich der absoluten Höhenlage unterschiedliche Lokalitäten angegeben werden. Die im folgenden dokumentierten Geländearbeiten haben gezeigt, daß Unterschiede in der Interpretation der sedimentologischen Befunde, sowie Fehler bei den Höhenangaben, die vermutlich auf die Probleme bei barometrischen Höhenmessungen zurückzuführen sind (Kap. 3.2.1.1), Ursachen für die abweichenden Auffassungen und Interpretationen sein können. Daher wurden im Rahmen der hier durchgeführten Kartierung die gelblich verwitternden Sedimente insbesondere an der Hangendgrenze nur dann als Seesedimente bezeichnet, wenn diese eine Bankung sowie bei näherer Untersuchung eine Laminierung oder Schichtung aufweisen. Um die Fehler bei der Bestimmung der Höhenlage der Aufschlüsse möglichst gering zu halten, wurden soweit möglich sDGPS-Messungen durchgeführt (Kap. 3.2.1.1). In den Fällen, in denen nur barometrische Höhenmessungen durchführbar waren, wurden diese über zeitnahe Kontrollmessungen an Stützpunkten, deren Höhe über sDGPS-Messungen bestimmt wurde, korrigiert. Im folgenden werden die Ergebnisse der Untersuchungen zur Verbreitung der Seesedimente im Thakkhola dokumentiert und auf dem Hintergrund der bisherigen Befunde diskutiert. Die genauen Positionen der diskutierten Aufschlüsse kann Tabelle 4.1 (S. 85) am Ende dieses Kapitels entnommen werden.

Nach den hier vorliegenden Untersuchungen befindet sich das südlichste, eindeutig identifizierbare Vorkommen der Seesedimente am westlichen Talhang der Kali Gandaki unmittelbar nordöstlich der Terrasse bei Tukche. Die Hangendgrenze der hier in einer Mächtigkeit von etwa 50 m aufgeschlossenen Seesedimente liegt 235 m über dem rezenten Schotterbett der Kali Gandaki, dessen Höhenlage wegen ungünstiger Satellitenkonstellation jedoch nur relativ ungenau zu 2.550 ± 20 m HAE ($\approx 2.585 \pm 20$ m ALT) bestimmt werden konnte. Daraus ergibt sich hier für die Obergrenze der Seesedimente eine Höhe von 2.785 ± 20 m HAE ($\approx 2.820 \pm 20$ m ALT). Das von FORT (1980b, 172) östlich der Kali Gandaki und südlich des Chokopani eingezeichnete Vorkommen wurde dagegen nicht untersucht. Darüber hinaus finden sich südlich von Larjung am Westufer der Kali Gandaki in einer Höhenlage von 2.515 bis 2.525 m HAE (≈ 2.550 bis 2.560 m ALT) mehrere Aufschlüsse mit gelblichen, in der Matrix vorwiegend feinkörnigen Sedimenten. Es ist

anzunehmen, daß es sich bei diesen Aufschlüssen um die Befunde handelt, die KUHLE (1982, 70) veranlaßten, für das Spätglazial eine weiter südlich gelegene Grenze des Sees anzunehmen. Eine Laminierung, die als sicheres Indiz für die Seesedimente gelten kann, fehlt jedoch. Die Sedimente ähneln dem an der Basis der Seesedimente bei Marpha und im Syang Khola aufgeschlossenen vorwiegend ungeschichteten und mit größeren Blöcken durchsetztem Material. Somit könnte es sich um in den See geschüttete Murlagen handeln, wie sie auch in anderen Aufschlüssen zu finden sind (s. Abb. 4.5). Dagegen konnten an dem zum Thakkhola exponierten Nordhang von Ghayang Ghang (Abb. 4.1) keine Seesedimente nachgewiesen werden. Allerdings sind hier auf Grund der klimabedingten starken Vegetationsbedeckung auch keine Aufschlüsse vorhanden, so daß umfangreiche Grabungen notwendig wären, um diese Frage abschließend zu klären.

Zwischen Tukche und Kagbeni lassen sich die Seesedimente fast durchgängig auf beiden Seiten der Kali Gandaki verfolgen (FORT 1980b, 172). In Prallhangsituationen sind sie aber weitgehend ausgeräumt, wie z.B. im Bereich der Mündung des Pangbu Kyu bei Marpha, des Djumba Khola zwischen Marpha und Syang sowie des Panda Khola zwischen Jomsom und Ekleibhatti.

Bei Marpha sind die Seesedimente an der westlichen Talflanke (Abb. 4.2) über eine Entfernung von etwa 1,6 km (Luftlinie) aufgeschlossen. Südwestlich von Marpha bildet eine stark zerrunste Verebnung in den Seesedimenten deren erosive



Abb. 4.2: Seesedimente bei Marpha. Blick aus Süden (Photo: J. Baade)

Obergrenze. Darüber folgen nach FORT (1980b, 173; 1995, 264) fluviale Sedimente und Hangschutt. Die erosive Obergrenze der Seesedimente liegt bei 2.854 m HAE (2.884 m ALT) und somit ca. 220 m über dem Niveau auf dem die landwirtschaftliche Versuchsanstalt liegt. Dieser Befund weicht deutlich von FORT's Angaben (1980b, 173; 1995, 264) ab, die hier für die Seesedimente eine Mächtigkeit von knapp 150 m angibt, aber durch eine Ausgangshöhe von 2.775 m, die um 100 m über dem tatsächlichen Wert liegt, zu einer Obergrenze von etwa 2.920 m ALT gelangt. Nördlich von Marpha, am Weg nach Old-Marpha bzw. Jhong (MIEHE 1982, Kartenbeilage) im Pangbu Kyu Tal, findet sich auf 2.886 m HAE (2.916 m ALT) ein weiterer Aufschluß mit sandig-schluffigen, geschichteten Feinsedimenten, die als randliche Fazies gedeutet werden. Ein diskordant auflagerndes 2 bis 3 m mächtiges Schotterpaket belegt hier den erosiven Charakter der Hangendgrenze.

In der Talweitung von Jomsom finden sich Seesedimente auf beiden Seiten der Kali Gandaki. Während sie auf der östlichen Talseite durch eine Rutschung stark gestört bzw. durch anthropogene Terrassen weitgehend überformt sind (Abb. 4.14), lassen sie sich auf der westlichen Talseite zwischen dem Pramda Kyu im Süden und der Talverengung nördlich von Jomsom mit einer kurzen Unterbrechung über eine Entfernung von 3,8 km (Luftlinie) verfolgen. Allerdings werden die Seesedimente hier über weite Strecken von fluvialen Terrassen gekappt (Abb.



Abb. 4.3: Seesedimente und Terrassen an der westlichen Talflanke des Thakkhola zwischen dem Pramda Kyu (links) und Jomsom Airport (rechts) (Photo: J. Baade).

4.3 u. 4.13, S. 108). Unmittelbar nördlich des Pramda Kyu reichen die Seesedimente in einer erosionsgeschützten Nische (Abb. 4.3, links) deutlich über das allgemeine Niveau hinaus. Nach der Aufschlußskizze von FORT (1980b, 173, 1995, 263) reichen die Seesedimente vom Talboden des Syang Khola oder Pramda Kyu bei 2.835 m bis in eine Höhe von 3.040 m. Obwohl dieser Darstellung grundsätzlich zuzustimmen ist, zeigen die sDGPS-Messungen erneut, daß diese Höhenangaben fehlerhaft sind. Demnach ist für den Talboden des Pramda Kyu am Fuß des Aufschlusses eine Höhe von 2.739 m HAE (2.769 m ALT) anzusetzen. Die Spitze des Aufschlusses (Abb. 4.4) liegt dagegen auf 2.972 m HAE (3.002 m ALT), also ca. 230 m über dem Talboden des Pramda Kyu und knapp 300 m über dem rezenten Kali Gandaki Niveau an der Brücke Jomsom Süd. Nordöstlich der Spitze ziehen die Seesedimente ausgehend von der hangseitigen Kerbe (Abb. 4.4) noch etwa 30 m den 30° steilen Hang hinauf. Im Hangenden schließen sich fluviale Schotter bis in eine Höhe von 3.094 m HAE (3.124 m ALT) an, deren Versturzmassen den Übergang von den Seesedimenten zu den Schottern maskiert. Trotz mehrerer Grabungen konnte diese Grenze (--- in Abb. 4.4) wegen nachrutschendem Hangschutt nicht aufgeschlossen werden. Dadurch ließ sich einerseits die Hangendgrenze der Seesedimente nur mit einer gewissen Unsicherheit zu 2.983,5±2,5 m HAE



Abb. 4.4: Top der Seesedimente mit hangenden Schottern im Aufschluß Syang, nördlich des Pramda Kyu (Photo: J. Baade).

Die beiden dunkleren Bänder (→) in der unteren Hälfte des Aufschlusses kennzeichnen Murlagen innerhalb der Seesedimente.

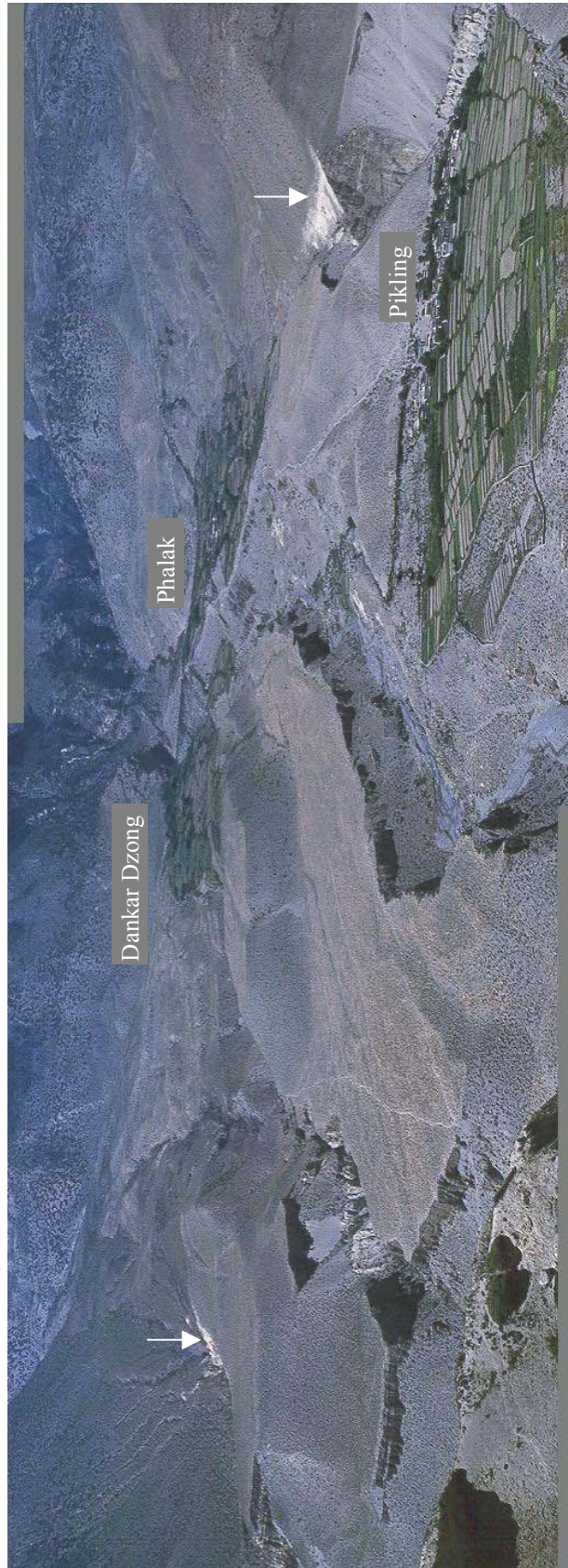


Abb. 4.5: Die Talweitung von Dankar Dzong, Blick gen Westen (Photo: J. Baade)
Die weißen Pfeile markieren die im Text diskutierten Seesedimentaufschlüsse.

(3.013,5±2,5 m ALT) bestimmen. Andererseits war es auch nicht möglich, durch Freilegung der Hangendgrenze die Vermutung, daß hier ein konkordanter Übergang vorliegt, zu klären.

In der Talweitung von Dankar Dzong, die im Süden durch einen 3.530 m hohen Rücken (s. Abb. 2.13, S. 38) westlich sowie der Mündung des Panda Khola östlich der Kali Gandaki und im Norden von Kagbeni begrenzt wird, dominieren zerschnittene fluviale Schotterterrassen das Landschaftsbild (Abb. 4.5). Dennoch finden sich auch hier unter den Terrassenauflagen Seesedimente. In tief eingeschnittenen, episodisch durchflossenen Runsen ist in der Regel die lokale Basis der Seesedimente unter den Schottern aufgeschlossen wie z.B. bei Pikling (Abb. 4.5) westlich und Ekleibhatti östlich der Kali Gandaki. Höher gelegene Aufschlüsse finden sich, ähnlich wie dies im Aufschluß Syang der Fall ist, häufig in erosionsgeschützten peripheren Hangpositionen. Nach KUHLE (1982, 69) sollen westlich der Kali Gandaki im Raum Pikling und Dankar Dzong die Seesedimente bis in eine Höhe von 3.110 m vorkommen. Allerdings ist seiner geomorphologischen Karte (KUHLE 1982, Abb. 184) eine maximale Höhenlage der schuttbedeckten „limnischen Sedimente“ von ca. 3.060 m zu entnehmen. Grundsätzlich ist den Befunden von KUHLE im Hinblick auf die Aufschlußlokalitäten zuzustimmen (s. KUHLE 1982, Bd. 2, Abb. 29 mit Abb. 4.6). Nach den hier durchgeführten



Abb. 4.6: Seesedimente in einer Runse auf der Terrasse östlich von Ekleibhatti
(Photo: J. Baade)

Messungen (Δh_{bar} -Messung, Bezugspunkt Kagbeni) liegt die Hangendgrenze der Seesedimente unmittelbar nördlich von Pikling (Abb. 4.5, rechts) aber auf 2.975 m HAE (3.005 m ALT). Obwohl die Abbildung den Eindruck vermitteln mag, daß der am linken Bildrand erkennbare Aufschluß eine größere Höhenlage als der am rechten Bildrand oberhalb von Pikling gelegene Aufschluß aufzuweisen hat, zeigt die im Rahmen des Schwerpunktprogramms erstellte topographische Karte 1:12.500, Blatt Dankar Dzong (O.A. 1995C) für beide Aufschlüsse Höhenlagen von 3.000 ± 20 m. Es ist daher davon auszugehen, daß der von KUHLE (1982, 69) angegebene Wert von 3.110 m um etwa 100 m zu hoch ist.

Bei einer Begehung der östlich von Ekleibhatti gelegenen Terrassen wurde in einer Runse im Bereich eines hochgelegenen Schwemmfächers des Panda Khola ein weiterer, 5 m mächtiger Aufschluß in den Seesedimenten entdeckt (Abb. 4.6). Die barometrische Bestimmung der Höhendifferenz zwischen der Hangendgrenze der Seesedimente und der Siedlung Ekleibhatti ergab einen Wert von 220 ± 10 m. Ausgehend von einer mit sDGPS-Messungen bestimmten Höhenlage von 2.765 m HAE für Ekleibhatti ergibt sich daraus eine Höhenlage von 2.985 ± 10 m (3.015 ± 10 m ALT) für die Obergrenze der Seesedimente in diesem Aufschluß. Allerdings war es auf Grund der lokalen Reliefverhältnisse nicht möglich, die Hangendgrenze direkt aufzuschließen und deren Charakter näher zu untersuchen.

Bei Kagbeni bilden nach FORT (1980b, 173; 1995, 264) im Bereich der Mündung des Dzong Chu in die Kali Gandaki „lakustrine Schluffe“, die sich talaufwärts mit fluvioglazialen Ablagerungen verschneiden, die Terrassen bis in eine Höhe von 3.100 m. Diese Darstellung kann nicht bestätigt werden. Auch wenn dies in der Überblicksaufnahme (Abb. 4.7) nur angedeutet ist, dominieren die dunkleren fluvialen Ablagerungen den Bereich der Mündung des Dzong Chu in die Kali Gandaki bis zur Oberkante der gegen den Bildhintergrund einfallenden höchsten Terrasse (s. KUHLE 1982, Bd. 2, Abb. 25, Segm. 3). In diese Schotter sind vereinzelt bis zu 10 m mächtige Lagen mit feinkörnigen hellen Sedimenten, eingeschaltet. Bei dem unteren hellen Band in der Bildmitte (Abb. 4.8), dessen Hangendgrenze bei $2.960,5 \pm 2,5$ m HAE liegt, handelt es sich jedoch um eine etwa 8 m mächtige, schräggeschichtete Sandlage mit eingeschalteten Schluffbändern, die eindeutig der von FORT (1980b, 173; 1995, 264) kartierten Deltafazies zuzuordnen ist. Eindeutig identifizierbare Seesedimente sind nur in dem südlich (linker Hand) der dunklen Schiefer erkennbaren hellen Bereich aufgeschlossen. Hier liegt die eindeutig erosive Hangendgrenze der Seesedimente etwa 50 m unterhalb des gegen Westen einfallenden Terrassenniveaus auf 2.980 m HAE bzw. 3.010 m ALT. Natürlich ist anzunehmen, und das bestätigt der eben beschriebene Aufschluß, daß die Seesedimente unter die Terrassen ziehen. Da die Seesedimente jedoch an keiner anderen Stelle im Mündungsbereich des Dzong Chu aufgeschlossen sind,



Abb. 4.7: Das untere Dzong Chu Tal. Blick gen Westen zum Kali Gandaki Tal.

Die weißen Pfeil markieren die im Text diskutierten Aufschlüsse (Photo: J. Baade).

ist die von FORT (1980b, 173, Abb. 2b; 1995, 264, Abb. 6b) vorgelegte Interpretation, nach der die Terrassen bei Kagbeni in Seesedimenten ausgebildet wären, nicht haltbar.

Obwohl unmittelbar nördlich von Kagbeni gute Aufschlußverhältnisse vorzufinden sind, waren hier auf Grund der Restriktionen, denen ein Aufenthalt in Nord-Mustang unterliegt, keine umfassenden Untersuchungen möglich. Im Rahmen der 1995 durchgeführten Begehung von Nord-Mustang konnte dennoch die nördliche Grenze der Seesedimente identifiziert werden. Zunächst lassen sich die Seesedimente trotz zahlreicher Unterbrechungen durch aus den aufliegenden Terrassen stammendem Hangschutt bis zur Mündung des Cha Lungpa verfolgen (KUHLE 1982, 69 sowie 1982, Bd. 2, Abb. 26 u. 27). Nördlich davon sind sie im Südkliff des Dthingiyo Khola (MIEHE 1982, Kartenbeilage; KUHLE 1982, Abb. 184) bei Tangbe (s. Abb. 2.1) noch einmal aufgeschlossen. Nach den durchgeführten barometrischen Höhenmessungen liegt der Aufschluß zwischen 2.905 und 2.950 m ALT. Der Karte von MIEHE (1982) ist eine ungefähre Höhenlage von 2.925 m ALT zu entnehmen. Die an der Basis des Aufschlusses im Südkliff des Dthingiyo Khola (Abb. 4.8) erkennbaren hellen Seesedimente werden von dunkleren Schottern überlagert. Zwischen den hangenden Schottern und den liegenden Seesedimenten konnte ein gegen die laminierten Seesedimente mit welliger Oberfläche

abgesetzter Aufarbeitungshorizont von 0,5 m Mächtigkeit identifiziert werden, in dem Kies sowie kantengerundete Steine und Blöcke eingearbeitet sind. Von daher ist davon auszugehen, daß es sich hier um eine diskordante Obergrenze der Seesedimente handelt.

Zwischen Tangbe und Tsele schließlich ergaben sich keine Hinweise auf Seesedimente. Dies wird darauf zurückgeführt, daß sich das Tal hier gen Norden zum Canyon der Kali Gandaki bei Tsele stark verengt und vorwiegend in den anstehenden Schiefern bzw. den Konglomeraten der Grabenfüllung ausgebildet ist. Im Yak Khola, dem Zufluß zur Kali Gandaki bei Tange, nördlich des Canyons (s. Abb. 2.1, S. 4), finden sich im Nordkliff zwar auch durch Terrassen gekappte helle, gut geschichtete Feinsedimente. Angesichts der Tatsache, daß diese Sedimente jedoch deutlich gen Osten einfallen, wurden diese, ohne sie näher untersuchen zu können, als der syntektonischen Grabenfüllung zugehörig interpretiert. Daher ist der Auffassung von KUHLE (1982, 70), daß sich der Süd-Thakkhola Paläensee über den Canyon der Kali Gandaki hinaus gen Norden erstreckt hätte, zu widersprechen.

Im Tabelle 4.1 sind die Ergebnisse der Kartierung der Seesedimente zwischen Ghayang Ghang und Tsele, insbesondere die Befunde zur Höhenlage der Hangengrenze zusammengefaßt. Eindeutig identifizierbare Seesedimente lassen sich



Abb. 4.8: Seesedimente und hangende Schotter (↓) im Südkliff des Dhangiyo Khola bei Tangbe. Im Vordergrund sind zudem aufgelassene Terrassen zu erkennen (Photo: J. Baade).

Tab. 4.1: Hangendgrenze der Seesedimente im südlichen Thakkhola

Aufschluß	Koordinaten (WGS84) [° N / ° E]	Hangendgrenze	
		Höhenlage [m HAE]	Charakter
südl. Larjung	28,6818 / 83,6111 ¹	2.525±10 ⁴	(?)
Tukche	28,71834 / 83,65423 ¹	2.785±20 ⁵	erosiv
Marpha 3	28,74947 / 83,68018 ²	2.854,0 ²	erosiv
Marpha 4	28,75954 / 83,68619 ²	2.886,0 ²	erosiv
Syang	28,7848 / 83,7120 ²	2.983,5±2,5 ³	konkordant (?)
Garab Dzong	28,76474 / 83,72140 ²	2.818 ²	erosiv
Jomsom Nord	28,79363 / 83,74373 ¹	2.900±10 ⁴	erosiv
Pikling	28,8200 / 83,7697 ¹	2.975±10 ⁴	erosiv
Terrasse Ekleibhatti	28,81524 / 83,78827 ¹	2.985±10 ⁴	konkordant (?)
Dzong Chu Südkliff	28,83499 / 83,79417 ²	2.980 ³	erosiv
Tangbe	28,887 / 83,808 ¹	2.895±25 ⁵	erosiv

¹ AVG-GPS² DGPS³ terrestrische Vermessung mit Bezug zum DGPS-Fixpunktnetz⁴ barometrische Höhenmessung mit Bezug zum DGPS-Fixpunktnetz⁵ barometrische Höhenmessung

demnach zwischen Tukche im Süden und Tangbe im Norden nachweisen. Unter Berücksichtigung der Tatsache, daß die Kartierung von FORT (1980b, 172) das Gebiet nördlich von Kagbeni nicht berücksichtigt, können damit ihre Ergebnisse sowie KUHLE's Befunde zur Verbreitung der Seesedimente zwischen Kagbeni und dem Cha Lungpa (1982, 69) grundsätzlich bestätigt werden. Obwohl auch südlich von Larjung Sedimente kartiert werden konnten, die den Murlagen in den Aufschlüssen bei Marpha und Syang ähneln, ist deren Zuordnung zum Süd-Thakkhola Paläosee unsicher. Aus der Luftlinienentfernung zwischen den gesicherten Seesedimentaufschlüssen bei Tukche und bei Tangbe ergibt sich somit für den Süd-Thakkhola Paläosee eine minimale Längserstreckung von 24 km (Luftlinie).

Der Vergleich der Höhenlage der Hangendgrenze der Seesedimente (Tab. 4.1) zeigt im Bereich zwischen Syang im Süden und Kagbeni im Norden, also über eine Distanz von 10 km recht einheitliche Werte zwischen 2.975±10 m und 2.985±10 m HAE. Dagegen liegen die eindeutig als erosiv erkannten Hangendgrenzen im Süden zwischen Syang und Marpha und im Norden zwischen Kagbeni und Tangbe deutlich niedriger. Für den Bereich zwischen Syang und Tukche kann die niedrigere Obergrenze der Seesedimente durch eine stärkere Ausräumung in dem relativ engen Talabschnitt erklärt werden.

Als maximale Höhenlage der Hangendgrenze der Seesedimente kann auf der

Grundlage der hier dokumentierten Arbeiten unter Berücksichtigung der Meßfehler ein Wert von 2.985 ± 10 m HAE entsprechend 3.015 ± 10 m ALT angegeben werden. Dieser Wert liegt 15 ± 10 m über der von HANISCH (1995) und 85 ± 10 m unter der von KUHLE (1982, 69) bzw. FORT (1980b, 173) genannten Obergrenze für die Seesedimente. Diese Abweichungen lassen sich teilweise mit den Problemen bei der barometrischen Höhenmessung erklären (Kap. 3.2.1.1). Da in keinem der Aufschlüsse mit letzter Sicherheit ein konkordanter Übergang zu den hangenden Schottern nachzuweisen war, könnte die ursprüngliche Obergrenze der Seesedimente und des Seespiegels höher gelegen haben. Geomorphologische Indikatoren für die tatsächliche Höhenlage des Seespiegels, wie Strandterrassen, wurden im Rahmen der Kartierungen nicht gefunden. Auch aus den sedimentologischen Befunden ergeben sich keine gesicherten Hinweise auf die mögliche Wassertiefe des Sees. Daher werden alle folgenden Überlegungen von einer Höhenlage des Seespiegels um 2.985 ± 10 m HAE ausgehen.

Ohne hier die Diskussion zur Genese des Süd-Thakkhola Paläosees vorwegnehmen zu wollen (Kap. 4.1.3), sei darauf hingewiesen, daß die Höhe von 2.985 ± 10 m HAE (3.015 ± 10 m ALT) gut mit der Höhe von Ghayang Ghang, dem Querriegel der südlich von Larjung die Schotterebene der Kali Gandaki begrenzt, korreliert (Abb. 4.1, S. 74 u. 4.9). Dieser erhebt sich gemäß der durchgeführten Δh_{bar} -Messung bis zu 480 ± 10 m über das rezente Schotterbett der Kali Gandaki und erreicht somit eine Höhe von bis zu 2.980 ± 10 m HAE bzw. 3010 ± 10 m ALT. Diese Höhenangabe ist in guter Übereinstimmung mit der den Karten von MIEHE (1982, Kartenbeilage) bzw. KUHLE (1982, Abb. 184) zu entnehmenden maximalen Höhe von 3.017,5 m. Dagegen weist die Karte Annapurna 1:100.000 (AG HOCHGEBIRGSFORSCHUNG 1993) hier eine Punkthöhe von nur 2.995 m auf.

4.1.2 *Datierung der Seesedimente*

Schon KUHLE (1983, 188) hatte festgestellt, daß die Seesedimente fossilienfrei seien. Dieser Befund muß trotz intensiver Aufschlußarbeiten und entsprechenden Bemühungen datierbares organisches Material zu finden, weitgehend bestätigt werden. Durch die Zusammenarbeit mit Prof. Dr. G.A. WAGNER und Dr. A. LANG (Forschungsstelle Archäometrie, Heidelberg) konnte im Rahmen dieser Arbeit die optisch stimulierte Lumineszenz (OSL) zur Datierung der Seesedimente eingesetzt werden (s. Kap. 3.2.3.1). Dabei wurden nicht nur Proben aus den oberen, sondern auch aus niedriger gelegenen Aufschlüssen entnommen. Ziel dieser Beprobungsstrategie war einerseits die Anwendbarkeit der Methode bei Seesedimenten zu testen, andererseits Aussagen über die Entwicklung des Süd-Thakkhola Paläosees abzuleiten. Insgesamt wurden 15 Proben für eine Datierung der Akkumulationsphase im südlichen Thakkhola entnommen. Diese Proben stammen überwiegend aus den Seesedimenten, mit einer deutlichen Konzentration der Probenahme im

Bereich Marpha und Jomsom. Zwei der Proben sind den hangenden fluvialen Sedimenten zuzuordnen. In Abbildung 4.9 ist die Lage der Probenahmepunkte im (vermuteten) Längsprofil des Süd-Thakkhola Paläosees dargestellt. Im Süden wird das Profil von dem Querriegel Ghayang Ghang begrenzt während es im Norden an den Ausgang des Canyons des Kali Gandaki bei Tsele angrenzt. Die horizontale Referenzlinie markiert die Hangendgrenze der Seesedimente.

Allerdings traten bei der Datierung, wie bereits erläutert (Kap. 3.2.3.1), unerwartete Schwierigkeiten auf, die einerseits zu erheblichen zeitlichen Verzögerungen, andererseits zum Ausfall einer ganzen Probserie führten. Daher können hier nur die Ergebnisse für 6 Seesedimentproben und eine Probe aus den hangenden Schottern präsentiert werden. In den Tabellen 4.2 bis 4.4 sind die Probenahmepunkte, die sedimentologischen Kennwerte der Proben sowie die Ergebnisse der Datierungen zusammengefaßt. Dabei sind die Seesedimentproben (Marpha_1 bis Syang_96/2) nach der Höhenlage absteigend sortiert und von der Probe Syang_96/1, die in der obersten Datenzeile die hangenden Schotter repräsentiert, durch eine Freizeile abgesetzt.

Von den Seesedimenten liegen OSL-Datierungen aus Höhenlagen zwischen 2.665 m HAE (i.e. Marpha_1) und 2.969 m HAE (i.e. Syang_96/2) vor (Tab. 4.2). Während die beiden unteren Proben zwei Aufschlüssen bei Marpha bzw. bei Djumba entnommen wurden, stammen die anderen Seesedimentproben sowie die Probe aus den hangenden Schottern aus dem Aufschluß Syang (Abb. 4.5). Ein Vergleich mit der aus der Kartierung abgeleiteten Hangendgrenze der Seesedimente zeigt, daß die Probe Syang_96/2 etwa 15 ± 10 m unterhalb dieser Grenze anzusiedeln ist. Die einer Feinmateriallinse in den hangenden Schottern entnommene Probe Syang_96/1 wiederum liegt etwa 30 ± 10 m unter der Oberkante der Schotter. Während das Top der Seesedimente damit eng beprobt ist, fehlen Proben

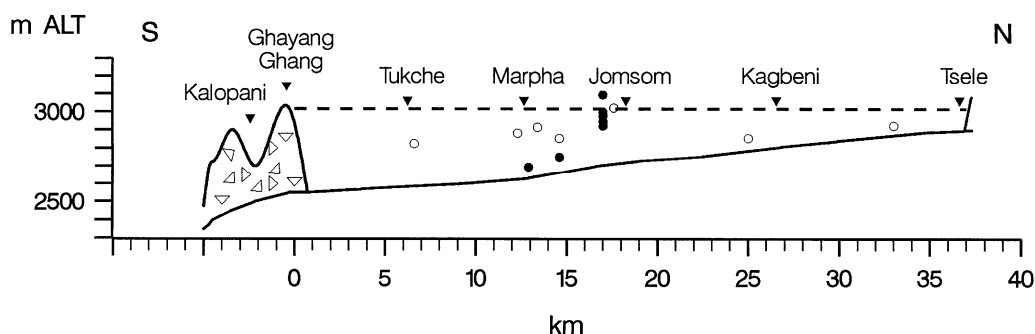


Abb. 4.9: OSL-Probenahmepunkte im Längsprofil (10-fach überhöht) des Süd-Thakkhola Paläosees zwischen Kalopani und Tsele.

Die offenen Kreise bezeichnen alle, die gefüllten Kreise die datierten Proben.

Tab. 4.2: Probenahmepositionen für die OSL-Datierung der Akkumulationsphase im südlichen Thakkhola

Name	Proben-Nr.	Labor-Nr.	Breite [° N]	Länge [° E]	Höhe [m HAE]	Höhe [m ALT]	Methode
Syang-96/1	96102801	HDS-473	28,7866	83,7118	3.060±10	3.090±10	Kombi_B ³
Syang-96/2	96102802	HDS-474	28.78490	83.71195	2.968,8	2.998,8	DGPS ¹
Syang-96/5	96102805	HDS-477	28.7848	83.7120	2.948,0	2.978,0	Kombi_A ²
Syang-96/4	96102804	HDS-476	28.7848	83.7120	2.916,5	2.946,5	Kombi_A ²
Syang-96/3	96102803	HDS-475	28.7848	83.7120	2.893,5	2.923,5	Kombi_A ²
Djumba 2	94100602	HDS-060	28.76003	83.70542	2.721,0	2.751,0	DGPS ¹
Marpha 1	94100501	HDS-058	28.75484	83.69095	2.665,2	2.695,2	DGPS ¹

¹ DGPS: Differentielle GPS-Messung (Genauigkeitsklasse GK1, s. Tab. 3.3)

² Kombi_A: Höhenbestimmung mit Neigungsmesser und Maßband in Kombination mit DGPS-Messung an Referenzpunkt (GK1)

³ Kombi_B: Barometrische Höhenmessung in Kombination mit DGPS-Messung an Referenzpunkt (GK3)

Tab. 4.3: Sedimentologische Kennwerte der OSL-Datierungsproben für die Akkumulationsphase im südlichen Thakkhola

Name	Proben-Nr.	Höhe [m HAE]	T [%]	fU [%]	mU [%]	gU [%]	fS [%]	mS [%]	gS [%]	G/Gr [%]	D ₅₀	CaCO ₃ [%]	pH	C _{org} [%]
			(Σ T)	(Σ U)			(Σ S)			(Σ G)				
Syang-96/1	96102801	3.060±10	1,6	3,0	5,0	20,9	65,4	3,9	0,1	0,0	fS	12,48	8,18	0,29
Σ			1,6	28,9			69,4			0,0				
Syang-96/2	96102802	2.968,8	30,9	28,8	31,1	9,0	0,1	0,1	0,0	0,0	mU	36,87	7,84	0,16
Σ			30,9	68,9			0,2			0,0				
Syang-96/5	96102805	2.948,0	20,0	27,9	31,9	14,7	2,3	1,2	1,9	0,0	mU	31,04	8,06	0,91
Σ			20,0	74,5			5,4			0,0				
Syang-96/4	96102804	2.916,5	34,0	22,7	27,6	11,9	2,5	0,9	0,5	0,0	fU	26,84	8,08	0,57
Σ			34,0	62,2			3,9			0,0				
Syang-96/3	96102803	2.893,5	10,0	18,4	29,0	9,1	2,8	15,7	15,0	0,1	mU	39,45	8,19	0,29
Σ			10,0	56,4			33,5			0,1				
Djumba 2	94100602	2.721,0	0,9	2,4	4,9	27,7	48,0	15,8	0,4	0,0	fS	34,35	8,94	0,58
Σ			0,9	35,0			64,2			0,0				
Marpha 1	94100501	2.665,2	1,5	3,2	10,5	49,7	22,5	12,4	0,1	0,0	gU	29,35	8,72	0,50
Σ			1,5	63,4			35,0			0,0				

Tab. 4.4: Ergebnisse der R-~~SL~~-Datierungen der Akkumulationsphase im südlichen Thakkhola

Name	Labor-Nr.	H be [m HAE]	δ	U [μ g/g]	Th [μ g/g]	K [%]	a-Wert	D _E [Gy]	DD/dt [Gy/ka]	R- SL - Alter [ka]	Anm.
Syang-96/1	HDS-473	3.060 \pm 10	1,10	4,58 \pm 0,17	27,86 \pm 0,33	2,30 \pm 0,16	0,08 \pm 0,01	328 \pm 19	7,24 \pm 0,35	45,3 \pm 5,8	
Syang-96/2	HDS-474	2.968,8	1,15	3,04 \pm 0,13	13,52 \pm 0,27	2,17 \pm 0,15	0,08 \pm 0,02	350 \pm 50	9,61 \pm 0,27	76 \pm 2	
Syang-96/5	HDS-477	2.948	1,02	3,11 \pm 0,15	13,41 \pm 0,44	1,82 \pm 0,16	0,08 \pm 0,01	164 \pm 15	4,98 \pm 0,24	33,0 \pm 3,4	
Syang-96/4	HDS-476	2.916,5	1,11	3,90 \pm 0,13	18,25 \pm 0,19	2,54 \pm 0,16	0,08 \pm 0,02	620 \pm 10	6,02 \pm 0,37	103 \pm 20	
Syang-96/3	HDS-475	2.893,4	1,01	2,64 \pm 0,15	13,56 \pm 0,50	2,05 \pm 0,18	0,08 \pm 0,01	<218 \pm 13	5,05 \pm 0,25	<43,2 \pm 3,4	*
Djumba 2	HDS-060	2.721,0	1,01	2,01 \pm 0,10	9,51 \pm 0,32	1,39 \pm 0,12	0,08 \pm 0,01	218 \pm 19	3,67 \pm 0,17	59,5 \pm 5,8	
Marpha 1	HDS-058	2.665,2	1.01	2,96 \pm 0,26	15,12 \pm 0,85	1,72 \pm 0,12	0,08 \pm 0,01	295 \pm 31	5,09 \pm 0,24	57,9 \pm 6,7	

δ = Wassergehalt; U = Urangehalt; Th = Thoriumgehalt; K = Kaliumgehalt;

a-Wert = effektive Alphasosisleistung; D_E = Äquivalenzdosis; DD/dt = Dosisleistung

*. Da der ~~Q~~Plateau-Test für diese Probe unzureichende Bleichung zeigt, handelt es sich bei dem angegebenen Alter um ein Maximalalter.

von der vermuteten Basis des Süd-Thakkhola Paläosees (Abb. 4.9) da die Probe Marpha_1, die zwar im Raum Marpha und Jomsom die lokale Basis der Seesedimente repräsentiert, immerhin 165 m über der vermuteten absoluten Basis der Seesedimente liegt.

Die sedimentologischen Kennwerte der Proben sind in Tabelle 4.3 aufgelistet. Obwohl am Median der Korngröße (D_{50}) insgesamt eine Dominanz der feinen Kornfraktionen abzulesen ist, zeigen sich Unterschiede in der Korngrößenverteilung. So schwankt der Anteil der Tonfraktion bei den Seesedimenten zwischen 1 und 34%, der Schlufffraktion zwischen 35 und 75% und der Sandfraktion zwischen 0,2 und 64%. Angesichts der Tatsache, daß in den meisten Aufschlüssen nicht nur Sandlagen, sondern auch Blocklagen gefunden wurden, ist diese Heterogenität nicht weiter verwunderlich. Allerdings fällt auf, daß sich die Proben aus dem oberen Teil des Aufschlusses Syang (Syang_96/4, _96/5, _96/2) alle durch eine Summe des Ton- und Schluffanteils von $\geq 95\%$ auszeichnen, während diese bei den tiefer gelegenen Proben immer unter 70% liegt. Da die Proben aber jeweils mindestens 20 Höhenmeter auseinander liegen und zudem unter Datierungsaspekten entnommen wurden, fehlen die Grundlagen für eine weitergehende Interpretation. Die aus einer Feinmateriallinse in den hangenden Schottern stammende Probe Syang_96/1 zeigt im Vergleich mit den Proben aus dem oberen Bereich der Seesedimente erwartungsgemäß einen höheren Sandanteil, wobei auch hier der Feinsand dominiert.

Die deutlichste sedimentologische Differenzierung zwischen den Seesedimenten und dem Material aus den hangenden Schottern ergibt sich beim Kalkgehalt. Während dieser bei den Seesedimenten zwischen 30 und 40% liegt, aber keine höhenabhängige Differenzierung zeigt, hat die Probe Syang_96/1 nur einen Kalkgehalt von 12,5%. Dies dürfte darauf zurückzuführen sein, daß der gelöste Kalk in der fluvialen Phase aus dem Einzugsgebiet ausgetragen und nicht wie in der Seephase weitgehend ausgefällt wurde. Während auch die Gehalte an organischem Material bei Werten unter 1% keine höhenabhängige Differenzierung zeigen, ergibt sich bezüglich des pH-Werts der Seesedimente ausgehend von der Probe Djumba 2 eine deutliche Abnahme des pH mit zunehmender Höhe. Inwiefern dies jedoch Konditionen im Süd-Thakkhola Paläosee reflektiert, oder mit der Diagenese zusammenhängt, konnte nicht geklärt werden.

In Tabelle 4.4 sind schließlich die Ergebnisse der Datierungen zusammengefaßt. Dazu ist zunächst festzustellen, daß bei allen Proben radioaktives Gleichgewicht herrscht und kein anomales Ausheilen auftrat (s. LANG 1996, 29, 75f.). Damit sind zwei Voraussetzungen für die Datierung gegeben. Darüber hinaus war mit Ausnahme einer Probe, i.e. Probe Syang_96/3, für die sich wegen unvollständiger Bleichung nur ein maximales Alter ($<43,2 \pm 3,4$ ka) angeben läßt, mit dem Q-Plateau-Test (s. Kap. 3.2.3.1) bei den Proben ungenügende Bleichung nicht festzu-

stellen. Da die Proben aus unterschiedlichen Höhenlagen innerhalb eines gesicherten stratigraphischen Zusammenhangs stammen, wäre zu erwarten, daß die Alter ausgehend von der aus 2.665 m HAE stammenden Probe Marpha_1 (HDS-058) mit zunehmender Höhe abnehmen. Abbildung 4.10 zeigt jedoch deutlich, daß dies nur bedingt der Fall ist.

Bei einer Betrachtung der beiden unteren Proben, Marpha_1 (HDS-058) und Djumba_2 (HDS-060), die etwa 55 Höhenmeter auseinander liegen, zeigt sich, daß die Proben unter Berücksichtigung des 1- σ -Fehlers ein gleiches Alter haben. Angesichts der deutlichen Höhendifferenz zwischen den Probenahmepunkten irritiert diese Feststellung. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß der Fehler der Datierung, der bei etwa $\pm 10\%$ liegt, mit jeweils etwa ± 6 ka (Tab. 4.4) einen erheblichen Zeitraum repräsentiert. Um zu untersuchen bei welchen Sedimentationsraten im Süd-Thakkhola Paläosee ein solches Datierungsergebnis zustande kommen könnte, wurde die Altersdifferenz zwischen den beiden Proben unter Berücksichtigung der

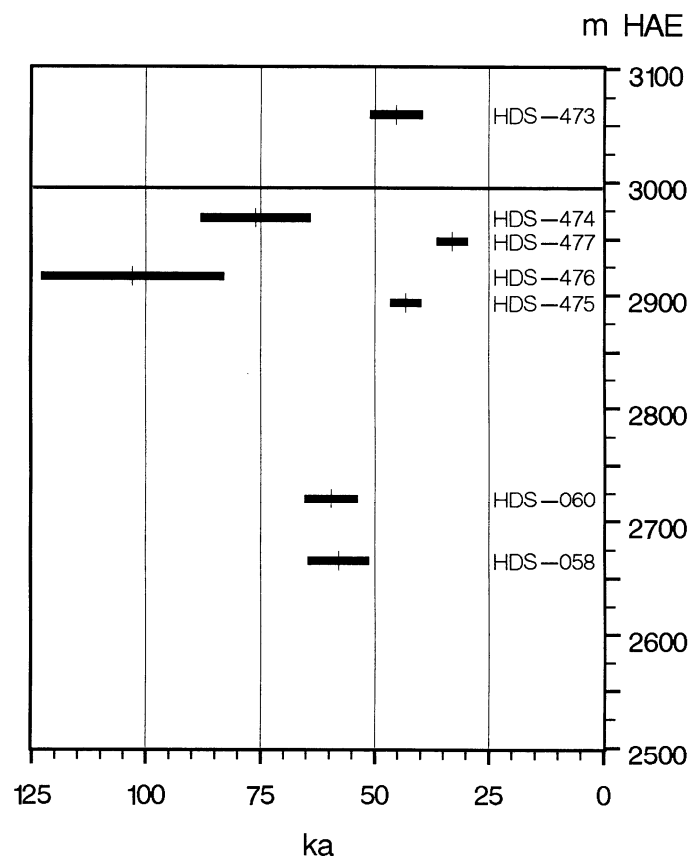


Abb. 4.10: Stratigraphische Position und IR-OSL-Alter [ka \pm 1- σ -Fehler] der Seesedimente

Die horizontale Linie bei 2.994 m HAE kennzeichnet die Obergrenze der Seesedimente.

Die Labornummern dienen der Zuordnung zu Tabelle 4.4 (S. 90).

Fehlerfortpflanzung nach 3-1 (S. 71) berechnet. Da die höher gelegene Probe Djumba_2 ein größeres Alter als die Probe Marpha_1 hat, ergibt sich für den Altersunterschied $-1,6 \pm 8,86$ ka. Aus der positiven Lösung dieser Zeitangabe und der Höhendifferenz läßt sich ableiten, daß sich das Datierungsergebnis durch Sedimentationsraten von $\geq 7,6 \text{ m ka}^{-1}$ sinnvoll erklären läßt. Dieser Wert entspricht, wie unten noch ausführlich diskutiert wird, durchaus den Sedimentationsraten, die für Seen mit gebirgigem Einzugsgebiet angegeben werden.

Für den oberen Bereich der Seesedimente, d.h. für die aus dem Aufschluß Syang stammenden Proben dokumentiert Abbildung 4.10 eine starke Streuung der IR-OSL-Alter. Während die Probe Syang_96/5 (HDS-477) ein Alter von $33,0 \pm 3,4$ ka aufweist, zeigen die 20 m oberhalb bzw. 30 m unterhalb entnommenen Proben Syang_96/2 (HDS-474) bzw. Syang_96/4 (HDS-476) Alter von 103 ± 20 ka bzw. 76 ± 12 ka. Aus mehreren Gründen wird davon ausgegangen, daß das jüngste dieser drei Alter, also $33,0 \pm 3,4$ ka, repräsentativ für den oberen Bereich der Seesedimente ist. Zunächst einmal entspricht nur dieses Alter der stratigraphischen Abfolge an der, trotz der Tatsache, daß die beiden tiefer gelegenen Proben aus anderen Aufschlüssen stammen, keine Zweifel bestehen. Zudem kann bei der hier eingesetzten Feinkornmethode selbst bei einem positiven Ergebnis des Q-Plateau-Tests eine unvollständige Bleichung der Proben, die zu einer Altersüberschätzung führt, nicht ausgeschlossen werden (s. Kap. 3.2.3.1). Das heißt, daß methodenbedingt eine Altersüberschätzung wahrscheinlicher ist, als eine Altersunterschätzung. Darüber hinaus stützt das für die Probe Syang_96/3 ermittelte maximale Alter von $43,2 \pm 3,4$ ka die Annahme, daß ein Alter von $33,0 \pm 3,4$ ka den Ablagerungszeitpunkt der Seesedimente im oberen Bereich repräsentiert.

Diese Interpretation der Ergebnisse der IR-OSL-Datierungen für den oberen Bereich der Seesedimente wird durch ein weiteres, unabhängiges Datum gestützt.



Abb. 4.11: Blattscheidenreste einer Monokolyte (eventuell Cyperaceae oder Juncaceae) aus den Seesedimenten im Aufschluß Syang (Syang_97) (Photos: F. Hellwig)

Vergleichsmaßstab in cm mit mm-Teilung

Im Herbst 1997 konnte nach intensiven Arbeiten im Aufschluß Syang in einer Höhe von 2.963,5 m HAE (2.993,5 m ALT) ein organischer Rest (Probe: Syang_97) aus fein laminierten Seesedimenten geborgen werden (Abb. 4.11). Bei dem Material handelt es sich möglicherweise um Blattscheidenreste einer Monokolyte, eventuell einer Cyperaceae oder einer Juncaceae (mündl. Mitt., Prof. Dr. F. HELL-WIG, Institut für spezielle Botanik, Jena). Die ^{14}C -AMS-Datierung des Materials ergab ein nicht kalibrierbares ^{14}C -Alter von 37.700 ± 700 a BP (UtC-7814).

Beim Vergleich des ^{14}C -Alters mit den IR-OSL-Altern sind zwei Effekte zu berücksichtigen. Da davon auszugehen ist, daß es sich bei dem Material um Reste einer im Wasser wurzelnden Pflanze handelt, könnte angesichts der hohen Kalkgehalte in den Seesedimenten der „Hartwasser-Effekt“ (s. Kap. 3.2.3.2) einen gewissen Einfluß auf das ^{14}C -Alter haben. Andererseits berücksichtigt ein nicht kalibriertes ^{14}C -Alter die zeitliche Variation des ^{14}C -Anfangsgehalts in der Atmosphäre nicht (GEYH 1983, 24ff.; WAGNER 1995, 80ff.; WENINGER 1997, 54ff.), so daß hier eine nicht näher bestimmbare Diskrepanz zu Kalenderjahren besteht. Da in diesem Fall weder der „Hartwasser-Effekt“ noch der Einfluß der zeitlichen Variation des ^{14}C -Anfangsgehalts quantifizierbar sind, kann hier nur auf die möglichen Probleme hingewiesen werden. Durch die Datierung des organischen Materials liegen nun auch aus dem oberen Bereich der Seesedimente zwei ähnliche Alter vor, nämlich ein IR-OSL-Alter von $33,0 \pm 3,4$ ka aus 2.948 m HAE und ein nicht kalibriertes ^{14}C -Alter von $37,7 \pm 0,7$ ka BP aus 2.963,5 m HAE. Dabei ist das Alter der ^{14}C -Probe, die aus einem 15 m über dem OSL-Probenahmepunkt gelegenen Abschnitt des Aufschlusses stammt um $4,7 \pm 3,47$ ka größer als das OSL-Alter.

Insgesamt ergibt sich somit eine mit den sedimentologischen Befunden grundsätzlich übereinstimmende Altersabfolge. Die beiden aus den Aufschlüssen Marpha_1 und Djumba_2 stammenden Sedimentproben sind älter als die Proben Syang_96/5 und Syang_97. Für die Abschätzung des Alters des Süd-Thakkhola Paläosees wird im folgenden davon ausgegangen, daß sich aus den genannten Probe paaren ungefähre Alter für die ‚lokale Basis‘ bzw. die ‚lokale Hangendgrenze‘ im Raum Marpha und Jomsom ableiten lassen. Dazu wurden jeweils die beiden

Tab. 4.5: Bezugshöhen und mittlere Alter der Seesedimente
im Raum Marpha und Jomsom

lokale Basis			lokale Hangendgrenze (Top)		
Name	Höhe [m HAE]	Alter [ka]	Name	Höhe [m HAE]	Alter [ka]
Marpha_1	2.665,2	57,9 \pm 6,7	Syang_96/5	2.948,0	33,0 \pm 3,4
Djumba_2	2.721,0	59,5 \pm 5,8	Syang_97	2.963,5	37,7 \pm 0,7
lokale Basis	\approx 2.695	58,7 \pm 8,9	lokales Top	\approx 2.955	35,4 \pm 3,5

aus dem unteren und oberen Abschnitt stammenden Proben zusammengefaßt und unter Berücksichtigung der 1- σ -Fehler sowie der Fehlerfortpflanzung (3-1; S. 71) mittlere Alter für mittlere Höhenlagen berechnet (Tab. 4.5: ‚lokale Basis‘, ‚lokales Top‘). Folglich repräsentiert das von der lokalen Basis bei 2.695 m HAE und der lokalen Hangendgrenze bei 2.955 m HAE begrenzte 260 m mächtige Sedimentpaket einen Zeitraum von $23,3 \pm 9,56$ ka.

Unter Berücksichtigung der Fehlerfortpflanzung (3-2, S. 71) ergibt sich aus diesen Werten eine mittlere Sedimentationsrate von $11,16 \pm 4,58$ m ka⁻¹ für kompaktiertes Sediment (s. READING & LEVELL 1996, 17). Dieses Ergebnis ist konsistent mit den Überlegungen zur Altersübereinstimmung der Proben Marpha_1 und Djumba_2, bei denen eine sinnvolle Deutung der Datierungsergebnisse eine Sedimentationsrate von $\geq 7,6$ m ka⁻¹ voraussetzt. In der Größenordnung stimmen die hier diskutierten Sedimentationsrate mit den Angaben von EINSELE (1992, 81) überein, der für Seen im Einzugsgebiet großer bis mittelgroßer Flüsse mit gebirgigem Einzugsgebietscharakter für die Seemitte Sedimentationsraten von 3 – 10 m ka⁻¹ nennt. Ein ähnlicher Wert, nämlich 5,5 – 6,8 m ka⁻¹ findet sich auch bei HÅKANSON & JANSSON (1983, 217), wobei zweifellos die jeweils spezifischen klimageomorphologischen Konditionen im Einzugsgebiet einen großen Einfluß auf die Abtrags- bzw. Sedimentationsraten haben. Während diese Problematik in Kapitel 4.1.4 noch einmal aufzugreifen sein wird, kann vorerst festgestellt werden, daß die Ergebnisse der Datierungen unter Berücksichtigung der diskutierten Probleme zu plausiblen Annahmen bezüglich der Sedimentationsraten im Süd-Thakkhola Paläosee führen.

Im Rahmen der Diskussion der Probenahmepunkte war darauf hingewiesen worden, daß die datierten Proben zwar die lokale Basis und die lokale Hangendgrenze der Seesedimente im Raum Marpha und Jomsom repräsentieren, aber weder mit der Basis noch mit der Obergrenze des Süd-Thakkhola Paläosees übereinstimmen (s. Abb. 4.9, S. 87). So liegt die lokale Basis der Seesedimente mit 2.695 m HAE (Tab. 4.5) um 195 m über der angenommenen Basis des Süd-Thakkhola Paläosees (s. Diskussion Kap. 4.1.3). Die in Tabelle 4.5 genannte lokale Hangendgrenze wiederum liegt mit 2.955 m HAE um 30 ± 10 m niedriger als die maximale Obergrenze der Seesedimente im Bereich der Terrasse östlich von Ekleibhatti (s. Tab. 4.1, S. 85). Deshalb repräsentieren die in Tabelle 4.5 genannten Alter nur relativ unscharfe Mindest- bzw. Höchstalter für den Süd-Thakkhola Paläosee, während die geomorphologischen und sedimentologischen Befunde eindeutig einen früheren Beginn und ein späteres Ende der Seesedimentation belegen.

Um den Beginn und das Ende der Seephase abschätzen zu können, wird nun davon ausgegangen, daß die oben abgeleitete mittlere Sedimentationsrate von $11,16 \pm 4,58$ m ka⁻¹, der ein ‚Beobachtungszeitraum‘ von $23,3 \pm 9,56$ ka zugrunde liegt, auf die gesamte Dauer der Seesedimentation extrapoliert werden darf. Da

sich aus der Untersuchung der Aufschlüsse keine Hinweise auf gravierende Änderungen der Sedimentstrukturen und folglich der Sedimentationsbedingungen ergeben haben, ist dieses Vorgehen für eine Abschätzung des Zeitrahmens, den die Seesedimente repräsentieren, gerechtfertigt. Aus der mittleren Sedimentationsrate von $11,16 \pm 4,58 \text{ m ka}^{-1}$ läßt sich unter Anwendung der Fehlerfortpflanzung (3-2, S. 71) ableiten, daß die Höhendifferenz von 195 m einem Zeitraum von $17,5 \pm 7,2 \text{ ka}$ und die Höhendifferenz von $30 \pm 10 \text{ m}$ einem Zeitraum von $2,7 \pm 1,4 \text{ ka}$ entspricht. Unter Berücksichtigung der in Tabelle 4.5 genannten Werte läßt sich somit für den Beginn der Sedimentation im Süd-Thakkhola Paläosee ein Zeitpunkt vor $76,2 \pm 11,4 \text{ ka}$ (s. Diskussion Kap. 4.1.3) und für das Ende der Seesedimentation ein Zeitpunkt um $32,7 \pm 3,8 \text{ ka BP}$ angeben. Damit würden die Seesedimente im Thakkhola insgesamt einen Zeitraum von $43,5 \pm 12,0 \text{ ka}$ repräsentieren.

Bezogen auf die Sauerstoffisotopen-Stufen, läßt sich der Beginn der Seesedimentation mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Stufe 5a, die um 71 ka BP endet (BRUNNACKER 1990, 60; GORDON 1997, 4; KLOSTERMANN 1995, 60; WILSON et al. 2000, 80), parallelisieren. Das Ende der Seesedimentation fällt dagegen in den oberen Bereich der $\delta^{18}\text{O}$ -Stufe 3, die um 24 ka BP endet (s. GORDON 1997, 4; WILSON et al. 2000, 80). Nach der in GORDON (1997, 4) wiedergegebenen Gliederung des Quartärs in NW-Europa, würde der Süd-Thakkhola Paläosee somit den Zeitraum zwischen dem Odderade Interstadial und dem Denekamp Interstadial, und nach der britischen Gliederung das späte Early Devensian sowie den Großteil des Middle Devensian repräsentieren. Dies bedeutet jedoch gleichzeitig, daß die Seephase noch vor dem Zeitpunkt der globalen maximalen Ausdehnung der Eismassen (Last Glacial Maximum (LGM) um 25 – 14 ka BP; s. CLAPPERTON 1997, 52) beendet war.

Mehrfach wurde darauf hingewiesen, daß der durch die Seesedimente dokumentierten limnischen Akkumulation im südlichen Thakkhola eine fluviale Akkumulation folgt. Im Aufschluß Syang (Abb. 4.4, S. 79) reichen die fluvialen Schotter von der Hangendgrenze der Seesedimente bei $2.983,5 \pm 2,5 \text{ m HAE}$ bis in eine Höhe von 3.093 m HAE und weisen somit eine Mächtigkeit von 110 m auf. Auch am Ausgang des Thini Khola findet sich in einer Höhe von 2.993 m HAE eine fluviale sandige Fazies, die von einer etwa 6 m mächtigen matrixgestützten Blocklage überdeckt wird. Aus diesen beiden Aufschlüssen waren Proben für eine OSL-Datierung entnommen worden, wobei aber nur die Probe Syang_96/1 datiert werden konnte. Der Vergleich des Ergebnisses dieser Datierung ($45,3 \pm 5,8 \text{ ka}$; HDS-473) mit den Altersangaben für die liegenden Seesedimente zeigt jedoch, daß dieses OSL-Alter nicht der stratigraphischen Abfolge entspricht (Abb. 4.10, S. 92). Im Vergleich zu dem Alter für die Hangendgrenze der Seesedimente ist das aus den hangenden Schottern stammende Alter um $12,6 \pm 6,9 \text{ ka}$ zu alt. Für diese offensichtliche Altersüberschätzung gibt es zwei mögliche Ursachen. Einerseits könnte es sich erneut um eine nicht erkannte ungenügende Bleichung handeln. Anderer-

seits könnte aber auch die Tatsache, daß die Probe aus einer von Schottern umgebenen Sandlinse stammt, eine Rolle spielen, da auch Inhomogenitäten im umgebenden Material einen negativen Einfluß auf die OSL-Datierung haben. Daher ist festzustellen, daß es nicht gelungen ist, das Ende der in den fluvialen Schottern dokumentierten Akkumulationsphase und somit den Beginn der rezenten Einschneidung präzise zu datieren. Aus der Datierung der Seesedimente kann nur abgeleitet werden, daß die Einschneidung nach $32,7 \pm 3,8$ ka vor heute begonnen hat.

4.1.3 Genese und Ausdehnung des Süd-Thakkhola Paläosees

Die Kartierung hat gezeigt, daß die Seesedimente im Süden mindestens bis Tukche reichen. Daher ist die Barriere, die den Süd-Thakkhola Paläosee aufgestaut hat, südlich dieses Ortes zu suchen. Angesichts der geomorphologischen Verhältnisse zwischen Tukche und dem Himalaya-Hauptkamm (Abb. 4.1, S. 74) legt die Koinzidenz zwischen der Höhenlage der Hangendgrenze der Seesedimente (2.985 ± 10 m HAE) und der maximalen Höhe des Riegels (2.980 ± 10 m HAE), der die Talweitung zwischen Tukche und Larjung auch heute noch weitgehend gen Süden abschließt, nahe, daß es sich bei Ghayang Ghang, wie in Abbildung 4.9 (S. 87) dargestellt um die gesuchte Barriere handelt.

Nach KUHLE (1982, Bd. 2, Abb. 86) repräsentiert Ghayang Ghang die „große Moräne des Taglung-Stadiums“, das er um 14 – 15 ka BP einordnet (Tab. 2.5, S. 31). Während die geomorphologische Skizze von IWATA et al. (1982, 83) an dieser Stelle unklar bleibt, interpretieren HORMANN (1974) und HANISCH (1995) den Querriegel als Bergsturzlagerung mit einem Volumen von mehreren Kubikkilometern. Wie einleitend (S. 75) diskutiert, belegen nach HANISCH (1995) Orthogneisblöcke auf dem Grat des Querriegels und eine Bergsturznische unmittelbar westlich der Kali Gandaki am Osthang der Ausläufer der Dhaulagiri, in der diese Orthogneise anstehen, diese Auffassung.

Direkte Aussagen zu den Prozessen, die zum Aufstau des Sees geführt haben, lassen sich aus der Datierung der Seesedimente natürlich nicht ableiten. Es wird hier aber die Meinung vertreten, daß die Ergebnisse der Datierung die Interpretation, daß es sich um einen durch einen Bergsturz abgedämmten See handelt, stützen. Das wesentliche Argument ist dabei die Lage und Andauer des Zeitraums, der von den Seesedimenten repräsentiert wird. Wie oben gezeigt wurde (Kap. 4.1.2, S. 96) korrespondieren die Seesedimente mit einem Zeitraum (Odderade Interstadial bis Denekamp Interstadial), der sowohl in den hohen Breiten der Nord- wie der Südhemisphäre durch bedeutende Klimaoszillationen charakterisiert ist (s. WILSON et al. 2000, 121ff.) und für den beträchtliche Schwankungen in der Ausdehnung der Gletscher dokumentiert sind (s. BOWEN et al. 1986, Tafel 1). Zwar werden derzeit für mehrere Bereiche im Himalaya und Karakorum (Garwhal Himal, Indien, Lahul Himal, Indien und Swat, N-Pakistan) OSL-Datierungen diskutiert, die eine im

Vergleich zu den hohen Breiten deutlich frühere, maximale Ausdehnung der Gletscher anzeigen (um ca. 60 ka BP, s. OWEN et al. 1998, 105ff.). Dennoch erscheint es unwahrscheinlich, daß die Gletscher im Bereich des Durchbruchs durch den Himalaya-Hauptkamm, der durch eine extreme Reliefenergie gekennzeichnet ist, in dieser Phase über einen Zeitraum von $43,5 \pm 12,0$ ka so stabil waren, das sich die Seesedimente als Ergebnis eines durch einen oder mehrere Gletscher aufgestauten Sees interpretieren ließen. Obwohl der Auslöser für den Bergsturz unbekannt ist, steht der Bergsturz angesichts der tektonischen Verhältnisse im Bereich der Barriere (s. Abb. 4.1, S. 74) mit Sicherheit im Zusammenhang mit dem South Tibetan Detachment System (s. Kap. 2.1 u. Abb. 4.1, S. 74).

Aus den Datierungen war ein Zeitpunkt um $76,2 \pm 11,4$ ka vor heute für den Beginn der Sedimentation abgeleitet worden. Aus dem Befund, daß der Bergsturz von Ghayang Ghang die Barriere darstellt, ist nun zu folgern, daß das genannte Datum ein Mindestalter darstellt. Bei der Berechnung des Beginns der Seesedimentation wurde nämlich davon ausgegangen, daß die rezente Erosionsbasis der Kali Gandaki bei Ghayang Ghang die damalige Höhenlage des Flusses repräsentiert. Das Längsprofil des Süd-Thakkhola Paläosees (Abb. 4.9, S. 87), das breite Schotterbett nördlich von Ghayang Ghang (Abb. 4.1, S. 74) sowie die Tatsache, daß die Kali Gandaki bei Dhumpu nur am rechten Ufer im Anstehenden eingeschnitten ist, am linken Ufer aber die Bergsturzablagerungen erodiert (HORMANN 1974, 171) weisen jedoch darauf hin, daß der Fluß zum Zeitpunkt des Bergsturzes bereits tiefer als heute eingeschnitten war. Da sich die Geometrie des ehemaligen Flußbetts aber vermutlich nur mit geophysikalischen Methoden (z.B. PULLAN & HUNTER 1999, 52) erkunden läßt, kann hier nur auf dieses Problem hingewiesen werden. Eine seriöse Abschätzung der Höhenlage der ehemaligen Erosionsbasis ist dagegen nicht möglich.

Durch den Bergsturz wurde das Kali Gandaki Tal bei Ghayang Ghang ausgehend von der Höhe der rezenten Erosionsbasis (2.500 m HAE) bis zu einer – aus der Höhenlage der Hangendgrenze der Seesedimente abgeleiteten – Höhe von mindestens 2.985 ± 10 m HAE (3.015 ± 10 m ALT) abgedämmt. Der Verlauf der 3.000-m-ALT-Isohypse zeigt, daß sich der Süd-Thakkhola Paläosee nach vollständigem Aufstau über eine Distanz von etwa 37 km (auch HANISCH 1995) bis zum Ausgang des Kali Gandaki Canyons bei Tsele erstreckte (Abb. 4.12). Unter Berücksichtigung des Fehlers der Höhenlage des Seespiegels (2.985 ± 10 m HAE $\approx 3.015 \pm 10$ m ALT) läßt sich nach digitaler Planimetrie der 100-m-Isohypsen auf den Karten der AG HOCHGEBIRGSFORSCHUNG (1993) und der CARTOCONSULT AUSTRIA (1992) mit dem GIS IDRISI (Vers. 4.1, EASTMAN 1993) für die Seeoberfläche ein Wert von $88,37 \pm 2,94$ km² angeben.

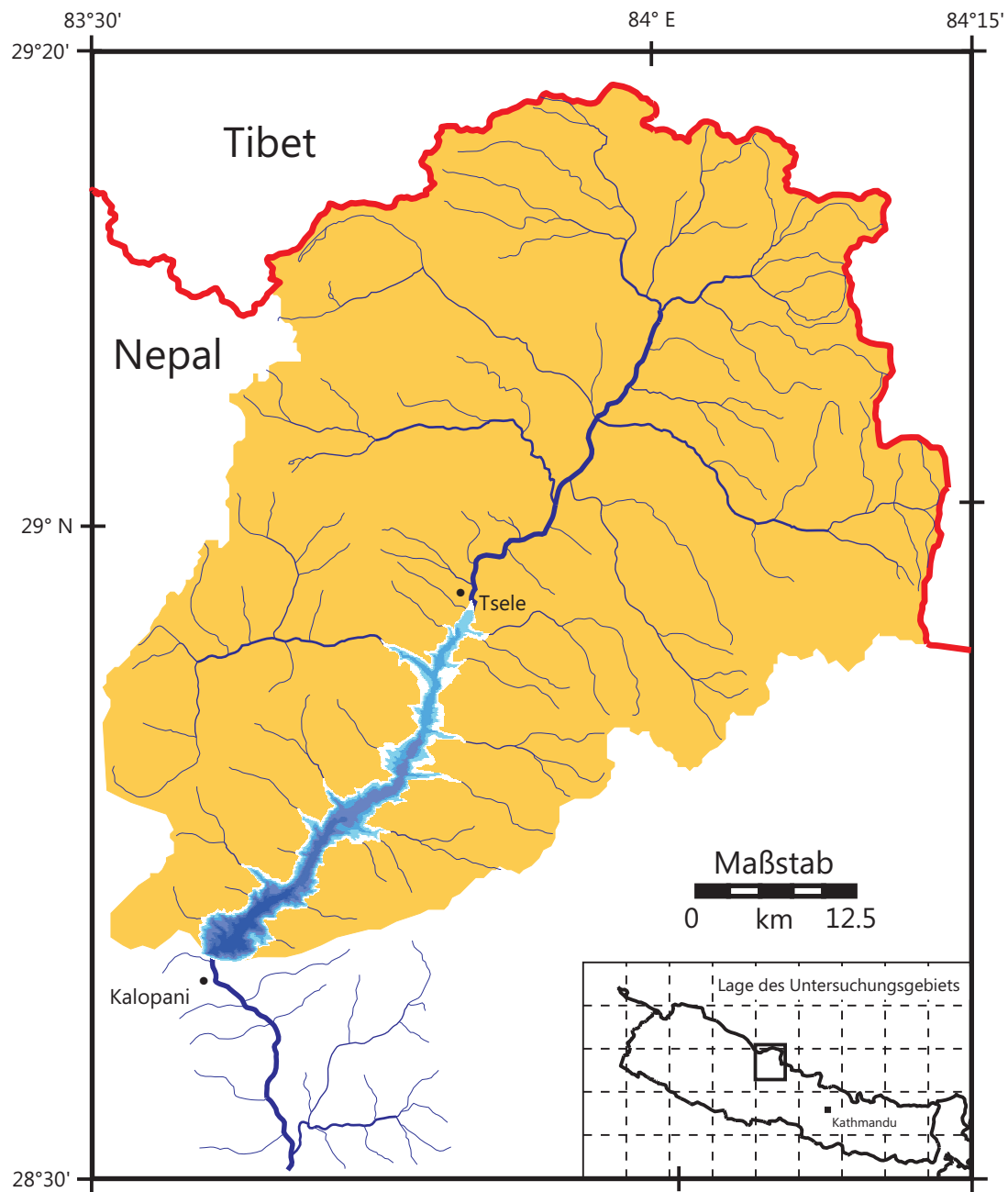


Abb. 4.12: Der Süd-Thakkhola Paläosee
($73,3 \pm 10,7$ bis $33,2 \pm 3,7$ ka BP)

(Universale Transversale Mercator Projektion, ca. 1:600.000)

Anm.: Die Bathymetrie des Sees ist in 100 m Tiefenstufen angedeutet.
Der weiße Rahmen um den See kennzeichnet die Höhenlage zwischen
3.000 und 3.100 m ALT entsprechend 2.970 bis 3.070 m HAE.

Das Volumen des Süd-Thakkhola Paläoseebeckens dürfte bei der genannten Seespiegelhöhe mindestens $18,1 \pm 1,0 \text{ km}^3$ und maximal $24,2 \pm 1,2 \text{ km}^3$ betragen haben. Das genannte Mindestvolumen, das nach Planimetrie der 100-m-Isohypsen (s.o.) unter Berücksichtigung der Äquidistanz der Isohypsen berechnet wurde, leitet sich aus dem unterhalb des ehemaligen Seespiegels gelegenen rezenten Relief zwischen Ghayang Ghang und Tsele ab. Es ist identisch mit dem seit dem Ende der Seesedimentation unterhalb der Hangendgrenze der Seesedimente erodierten Sedimentvolumen. Allerdings ist dieses rezente Relief dadurch gekennzeichnet, daß im Kali Gandaki Tal weite Bereiche des ehemaligen Seebeckens noch immer mit limnischen Sedimenten verfüllt sind (z.B. Abb. 4.3, S. 78) und in den Nebentälern noch weit verbreitet Deltaschüttungen und fluviale Sedimente anstehen (Abb. 4.7, S. 83), die vermutlich der Seephase zuzurechnen sind. Um diese lateralen Verfüllungen zu berücksichtigen, wurde zur Berechnung des maximalen Beckenvolumens von einer Längserstreckung von 37 km, einem kastenförmigen Beckenquerschnitt mit einer mittleren Breite von 2,388 km, die sich bei der gegebenen Längserstreckung aus der Größe der Seeoberfläche ergibt und dem in Abbildung 4.9 (S. 87) dargestellten Längsschnitt ausgegangen. Da nicht anzunehmen ist, daß das Seebecken allseits von senkrechten Wänden begrenzt war, dürfte das Volumen zwischen dem genannten Minimal- und Maximalwert, also bei $21,2 \pm 0,8 \text{ km}^3$ gelegen haben.

Nach FRENZEL (1994, 134) ist für den Zeitraum von 90 bis 20 ka BP für Tibet von einer besseren Wasserbilanz als heute auszugehen. Abflußhöhen lassen sich aus dieser Einschätzung zwar nicht ableiten. Setzt man aber für das Thakkhola für diesen Zeitraum einen mittleren Abfluß von ca. $140 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ an, also einen Wert, der den rezenten Abfluß vermutlich deutlich überschätzt (s. Kap. 2.5.2, S. 47), so läßt sich abschätzen, daß sich das im Mittel 240 m tiefe Seebecken innerhalb weniger Jahre mit Wasser gefüllt hätte. Bis das Seebecken mit Sediment verfüllt war, vergingen nach den hier vorgelegten Datierungen und Extrapolationen (Kap. 4.1.2, S. 94) $43,5 \pm 12,0 \text{ ka}$.

Um $32,7 \pm 3,8 \text{ ka}$ endet die Phase der Seesedimentation. Im Aufschluß Syang folgt auf die Seesedimente ein 110 m mächtiges Schotterpaket, dessen erosive Hangendgrenze auf 3.095 m HAE liegt (Abb. 4.4, S. 79). Folglich stellt sich die Frage, ob das Kali Gandaki Tal im Anschluß an die Seephase flächenhaft bis zum 3.095-m-HAE-Niveau mit Schottern verfüllt wurde. Da im Bereich der Talweitung von Jomsom keine weiteren Schotter in dieser Höhenlage zu finden sind (s. Abb. 4.13 u. 4.14, S. 108), ist es schwierig, die Geometrie des Schotterkörpers zu bestimmen. Allerdings läßt sich aus der Zusammensetzung der Schotter, in denen Mustang Granit fehlt, ableiten, daß es sich bei dem Schotterkörper im Aufschluß Syang um die Reste eines älteren Schwemmkegels des Pramda Kyu handeln muß. Um nun zu überprüfen, zu welchen Aussagen bezüglich der Höhenlage der Kali

Gandaki diese Interpretation führt, wurde von einer Oberflächenneigung des ehemaligen Schotterkegels von 3° ausgegangen. Dies entspricht der Neigung zahlreicher rezenter Schotterkegel im Bereich zwischen Tukche und Kagbeni. Des weiteren wurde angenommen, daß der Schotterkegel etwa bis zur Mitte des Kali Gandaki Tals gereicht hat (s. Abb. 4.15, S. 111). Daraus ergibt sich für die Distanz zwischen der Schotterkegelwurzel, die im Bereich des Aufschlusses Syang gelegen haben dürfte, und der Kante des Schotterkegels ca. 1.500 m. Aus diesen Werten läßt sich ausgehend von einer Höhenlage der Schotterkegelwurzel bei 3.095 m HAE für die äußere Grenze des Schotterkegels bzw. das ehemalige Niveau der Kali Gandaki im Raum Jomsom für den Zeitpunkt des Endes der Schotterakkumulation eine Höhenlage von etwa 3.015 m HAE berechnen. Dies bedeutet, daß für das Kali Gandaki Tal bei Jomsom von einer auf die Seesedimentation folgenden Schotterakkumulation von nicht mehr als 30 m auszugehen ist. Allerdings wäre auch denkbar, daß das Ende der Schotterakkumulation am Ausgang des Pramda Kyu vom Beginn der Einschneidung der Kali Gandaki in die Seesedimente bei Jomsom begleitet wurde. Sowohl bei einer $1,5^\circ$ größere Oberflächenneigung als auch einer um 50% größeren Ausdehnung des Schotterkegels berechnet sich für die äußere Grenze des Schwemmfächers eine Höhenlage, die derjenigen der Hangendgrenze der Seesedimente entspricht.

4.1.4 Paläogeographische Implikationen

Obwohl südlich von Tukche bisher keine eindeutig identifizierbaren Seesedimente lokalisiert werden konnten, deutet die weitgehend horizontale Lagerung der Seesedimente sowie die über weite Strecken einheitliche Höhenlage der Hangendgrenze darauf hin, daß der Süd-Thakkhola Paläosee zwischen $76,2 \pm 11,4$ ka und $32,7 \pm 3,8$ ka v.h. vollständig verfüllt wurde. Dabei zeigt die Dominanz feinkörniger Ablagerungen und insbesondere der hohe Tongehalt auch in den hangnahen Positionen, z.B. im Aufschluß Syang (Abb. 4.4, S. 79; Tab. 4.3, S. 89), daß der größte Teil der Sedimente aus dem weiteren Einzugsgebiet des Süd-Thakkhola Paläosees stammt und das der See als effektive Sedimentfalle gewirkt hat. Nachdem sowohl das Volumen der Seesedimente als auch die Andauer der Sedimentation ($43,5 \pm 12,0$ ka) ermittelt werden konnten und das Einzugsgebiet des Sees gut abgegrenzt ist, ergibt sich erstmals die Möglichkeit, für ein Einzugsgebiet im Himalaya die mittlere Abtragsrate für einen Abschnitt im jüngeren Quartär zu quantifizieren.

Ausgehend von einer an mehreren Handstücken ermittelten Lagerungsdichte der Seesedimente von $1,650 \pm 0,173$ g cm⁻³ und dem Volumen von $21,2 \pm 0,8$ km³ beträgt die Masse des im Süd-Thakkhola Paläosee abgelagerten Sediments $34,98 \pm 3,9$ 10⁹ t. Gleichmäßig auf das Einzugsgebiet des Sees (ohne Seeoberfläche: 3.360 km²) verteilt, errechnet sich für das Thakkhola im Zeitraum zwischen $76,2 \pm 11,4$ ka bis $32,7 \pm 3,8$ ka v.h. ein mittlerer Abtrag von $239,3 \pm 71,2$ t km⁻² a⁻¹.

Dies entspricht einer unmittelbar aus dem Volumen berechneten mittleren Denudationsrate von $145,0 \pm 43,1$ Bubnoff ($\approx \text{m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ oder mm ka^{-1} ; s. GOUDIE et al. 1994, 72; AHNERT 1996, 21).

Zusätzlich zu den vorab diskutierten Eingangsdaten basieren diese Werte auf der Annahme einer 100%-igen Sedimentretention (s. BAADE 1994, 158) im Süd-Thakkhola Paläosee, also auf der Annahme, daß der gesamte Feststoffeintrag (Bett- und Schwebfracht) aus dem Einzugsgebiet im See sedimentiert, und über den Abfluß des Sees keine Schwebstoffe ausgetragen wurden. Die Überprüfung dieser Annahme mit dem empirisch abgeleiteten Verfahren von BRUNE (1953; zit. in ANNANDALE 1987, 110ff.; auch HAAN et al. 1994, 349) zur Berechnung der Sedimentretention (R) in großen Reservoirs aus dem Verhältnis von Stauraum (C für Capacity) zu jährlichem Zufluß (I für Inflow) ergibt bei einem Abfluß von ca. $140 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (s. Kap. 4.1.3, S. 98) einen C/I-Index von 4,7. Nach dem in HEINEMANN (1984, 208) reproduzierten Diagramm entspricht dies einer Sedimentretention (R) von $>96\%$. Da die Sedimentretention selbst bei einem 10-fach höheren Abfluß noch über 90% liegen und sich bei geringeren Abflüssen weiter der 100%-Marke nähern würde, ist davon auszugehen, daß die hier genannten Abtragsraten den Feststoffabtrag im Einzugsgebiet des Süd-Thakkhola Paläosee weitestgehend repräsentieren.

Inwiefern die Abtragsraten auch den Lösungsabtrag bzw. -austrag berücksichtigt, der in ariden bis semi-ariden Hochgebirgsregionen nach EINSELE (1992, 360) und SUMMERFIELD (1991, 396) zwischen 1% und 10% zum gesamten Stoffaustrag beiträgt, ist schwieriger einzuschätzen. Immerhin weisen die hohen Carbonatgehalte in den Seesedimenten (25 – 40%, s. Tab. 4.3, S. 89) auf eine bedeutende Ausfällung von Kalk im Süd-Thakkhola Paläosee und folglich einen hier ggf. nicht berücksichtigten geringen Lösungsaustrag aus dem See hin.

Obwohl Seesedimente quartären Alters auch aus anderen Teilen des Himalaya und Karakorum beschrieben sind (PAFFEN et al. 1956; SHRODER 1989; FORT et al. 1989; VALDIYA et al. 1996), fehlen für diese Gebiete bisher Abschätzungen zu entsprechenden Abtrags- oder Sedimentationsraten. Direkt vergleichbare Daten für andere Einzugsgebiete im Großraum Himalaya und Tibet Plateau stehen somit nicht zur Verfügung. Um die hier berechnete Abtragsrate dennoch einordnen zu können, wurden die in verschiedenen Quellen publizierten Abtragsraten für semi-aride Hochgebirge und ausgewählte Einzugsgebiete im Himalaya und Karakorum zusammengestellt (Tab. 4.6). Dabei ist festzustellen, daß die mehrheitlich rezenten, einzugsgebietsspezifischen Abtragsraten aus dem Himalaya und Karakorum eine extreme Spannweite zeigen und je nach Region und Klima, Größe des Einzugsgebiets und Quelle (s. z.B. Werte für den Tamur) zwischen 40 und $8.000 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$, bzw. 135 und $>5.000 \text{ B}$ liegen. Selbst wenn die Auswahl auf die Gebiete mit aridem bis semi-aridem Klima beschränkt wird, liegen Größenordnungen

Tab. 4.6: Abtragsraten für semi-aride Hochgebirge und Einzugsgebiete im Himalaya und Karakorum

Fluß- bzw. Gebietsname und Region	Einzugsgebiet [km ²]	Zeitraum	Abtrags- bzw. Denudationsrate		Klima	Quelle
			[t km ⁻² a ⁻¹]	[B (mm ka ⁻¹)]		
Süd-Thakkhola Paläosee	3.360	42 ka	239±71	145±43	k.A.	diese Arbeit
aride bis semi-aride Hochgebirge (global)	–	rezent		50 – 200	arid / semi-arid	2)
trockene Hochgebirge (global)	–	rezent	120 – 1.000	45 – 370	arid / semi-arid	6)
SE Asien und Himalaya	3.930.000	rezent	796		gemischt	4)
Himalaya (gesamt)	–	rezent		1.000	gemischt	5)
Brahmaputra u. Ganges (Hochgebirgsanteil)	600.000	7,7 Ma		730±20-30%	gemischt	2)
Brahmaputra u. Ganges	–	rezent		700	gemischt	5)
Brahmaputra	640.000	rezent	1.808	688	gemischt	7)
Ganges	980.000	rezent	694	273	gemischt	7)
Indus (Kachura)	112.700	1970-75	770		semi-arid	3)
Indus	930.000	rezent	323	136	semi-arid	7)
Nyang He, Trans-Himalaya	6.215	1965-75	150		arid	1)
Lhasa He, Trans-Himalaya	6.225	1963-75	40		arid	1)
Arun, Trans-Himalaya und Nepal-Himalaya	35.000	rezent	1.400 – 1.889	500 – 700	gemischt	1); 8); 5)
Gilgit River (Gilgit Town), Karakorum	12.100	1963-72	1.100		semi-arid	3)
Hunza River (Dainvor Bridge), Karakorum	13.200	1966-75	4.800		semi-arid	3)
Trisuli, Nepal-Himalaya	4.100	1973 / rezent	1.800 – 1.850	700	feucht	1); 8)
Tamur, Nepal-Himalaya	5.770	rezent	4.730 – 8.000	1.790 – 5.140	feucht	8); 5); 1)
Sun Kosi, Nepal-Himalaya	19.000	rezent	2.480 – 4.500	950 – 2.500	feucht	1); 8); 5)
Karnali, Nepal-Himalaya	42.890	rezent	5.100	1.500 – 2.000	feucht	8); 5)
Sapta Kosi, Nepal-Himalaya	60.000	rezent	3.100	1.000 – 1.200	feucht	8); 5)

Quellen: 1) BRUIJNZEEL & BREMMER (1989, 70) 2) EINSELE (1992, 360, 375) 3) KAZMI & JAN (1997, 44) 4) MILLIMAN & MEADE (1983, 14)
5) RAMSAY (1986, 366) 6) SUMMERFIELD (1991, 396) 7) SUMMERFIELD & HULTON (1994, 13874f.) 8) WHITEHOUSE (1990, 79)

(Faktor 100) zwischen den niedrigsten und den höchsten Werten (vgl. in Tab. 4.6 Lhasa He und Hunza River). Dabei ist die für das Einzugsgebiet des Süd-Thakkhola Paläosees berechnete Abtragsrate von $239,3 \pm 71,2 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ bzw. $145,0 \pm 43,1$ Bubnoff im unteren Bereich der Skala einzuordnen. Dies ist als deutlicher Hinweis für die Plausibilität der Ergebnisse zu werten. Im Hinblick auf die im Rahmen der Diskussion der Datierungsergebnisse angenommene Sedimentationsrate im Süd-Thakkhola Paläosee (s. Kap. 4.1.2, S. 93) wird somit nochmals deutlich, daß in diesem Zusammenhang keine unrealistischen Annahmen getroffen wurden. Bezüglich einer weitergehenden, klimatischen Interpretation von Abtragsraten, mahnt die große Spannweite der rezenten Abtragsraten aus Gebieten mit ähnlichen klimatischen Bedingungen aber zu größter Vorsicht.

Da angesichts der zahlreichen klima- und reliefabhängigen Einflußfaktoren auf Abtragsraten aus Einzugsgebieten (s. SUMMERFIELD & HULTON 1994, 13876ff.; ALLEN 1997, 134ff.) allein über die Abtragsrate keine Rückschlüsse auf die klimatischen Bedingungen während der Seephase ableitbar sind, sollten die Seesedimente zusätzlich palynologisch untersucht werden. Die feine Laminierung der Seesedimente, die größere Wassertiefen, eine geringe Bioturbation und häufig eine thermische und chemische Schichtung des Wasserkörpers anzeigt (WILLIAMS et al. 1993, 122f.; TALBOT & ALLEN 1996, 100f.), ließ gute Erhaltungsbedingungen für Pollen erwarten (MOORE et al. 1991, 20f.). Um so überraschender war die Tatsache, daß keine der 6 aus den Aufschlüssen bei Syang und Marpha entnommenen Proben Pollen enthielt. Somit stellen die im Top des Aufschlusses Syang gefundenen Blattscheidenreste einer Monokolyte (s. Abb. 4.11, S. 93), die jedoch keine genaueren Aussagen zu den klimatischen Bedingungen erlauben, die bislang einzigen organischen Funde in den Seesedimenten dar. Da eine syn- oder postsedimentäre, vollständige Zersetzung der Pollen auszuschließen ist, deutet der Befund der palynologischen Untersuchungen auf eine eventuell ariditätsbedingte, geringe Vegetationsbedeckung im Einzugsgebiet des Süd-Thakkhola Paläosees. Damit allerdings ergibt sich ein Widerspruch zu den Befunden von FRENZEL (1994, 134), der für das benachbarte Tibet Plateau für den in den Seesedimenten dokumentierten Zeitraum von einer besseren Wasserbilanz als heute ausgeht. Von daher ist hier abschließend festzustellen, daß bezüglich der klimatischen Verhältnisse im Einzugsgebiet des Süd-Thakkhola Paläosees während der Seephase weiterhin Klärungsbedarf besteht.

4.2 Die Einschneidung der Kali Gandaki

Die jungpleistozäne Akkumulationsphase, die der Süd-Thakkhola Paläosee dokumentiert, endet mit einer nicht präzise datierbaren fluvialen Sedimentation deren erosive Hangendgrenze im Aufschluß Syang auf 3.094 m HAE (3.124 m ALT) liegt. Zwischen diesem Niveau und dem rezenten Flußbett der Kali Gandaki, das an der Brücke Jomsom Süd auf 2.675 m HAE und somit etwa 420 m tiefer gelegen ist, lassen sich über weite Strecken mehrere Terrassenniveaus verfolgen (s. Abb. 4.1, 4.2, 4.4, 4.6). Sie stellen im Rahmen der Landschaftsgenese das Bindeglied zwischen der jungpleistozänen Sedimentations- und der rezenten Einschneidungsphase dar und dokumentieren eine phasenhafte Eintiefung des Vorfluters innerhalb der letzten ca. 30 ka. Schon KUHLE (1982) hat gezeigt, daß sich einige der Kali Gandaki Terrassenniveaus weit in die Nebentäler verfolgen lassen. Somit repräsentieren die Kali Gandaki Terrassen auch wichtige Zeitmarken für die Reliefentwicklung im Einzugsgebiet.

Im Rahmen dieser Untersuchungen wurde unter Berücksichtigung der bisherigen Arbeiten (Kap. 4.2.1) der Versuch unternommen, die Terrassenniveaus direkt zu datieren. Dabei konzentrierten sich die Arbeiten auf zwei Bereiche, einerseits auf den Raum Jomsom und andererseits auf die Terrassenabfolge bei Kag Nyingba, südlich von Kagbeni. Da sich das Alter der Terrassensedimente mit der OSL-Datierung jedoch nicht bestimmen ließ und damit die Arbeiten im Raum Kag Nyingba zu keinem Ergebnis führten, wird auf deren Darstellung hier verzichtet.

4.2.1 Terrassenstratigraphie

Die Terrassensequenzen im Thakkhola sind schon in den 1980er Jahren von KUHLE (1982) und IWATA et al. (1982, 1984) beschrieben und in ihrer Altersstellung diskutiert worden (s. Tab. 4.5). Dabei umfaßt die Terrassenstratigraphie von IWATA et al. (1982, 85f.) 7 Niveaus, die in drei Gruppen, nämlich ein hohes (H), vier mittlere (M1-M4) und zwei untere Terrassenniveaus (L) zusammengefaßt sind. IWATA et al. (1982, 93; 1984, 147; auch IWATA 1987, 47) stellen das Niveau H in „die prä-interglaziale Periode“ und die Niveaus M1 bis M4 in das letzte Glazial, wobei die ältere M1-Terrasse mit der Khyinga-Stadium Moräne, einem frühen Stadium der letzten Vereisung (IWATA et al. 1982, 89) in Verbindung gebracht und die M3- oder M4-Terrasse (vgl. IWATA et al. 1982, 93; IWATA 1987, 47) einem späten Stadium der letzten Vereisung zugeordnet wird. KUHLE (1982, 118; 1983, 341) unterscheidet dagegen 12 Niveaus („Schotterfluren“), die jeweils mit Gletscherständen korrelieren sollen. Dabei repräsentiert das Niveau 5 als höchstes Niveau das Hochglazial (bis 18 ka BP), die Niveaus 4 bis 1 das Spät-Glazial (17 – 13 ka BP), die Niveaus –0 bis –2 das Neo-Glazial (5,5 – 1,7 ka BP) und die Niveaus –3 bis –6 schließlich historische Gletscherstände innerhalb der letzten 1.700 a (KUHLE 1982, 118; 1996, 136; s. Tab. 2.5, S. 31). Das rezente Schotterbett der

Kali Gandaki schließlich wird als Schotterflur Nr. –6 bezeichnet (KUHLE (1982, Abb. 184).

Anhand der Querprofile von IWATA et al. (1982, 86) und den Abbildungen von KUHLE (1982, Bd. 2, Abb. 29, 32, 35, 75), in denen die Terrassenniveaus markiert sind, lassen sich die beiden Terrassenstratigraphien näherungsweise parallelisieren (Tab. 4.7). Gewisse Probleme ergeben sich dabei allerdings dadurch, daß KUHLE (1982) teilweise Terrassen gleicher Höhenlage unterschiedlichen Terrassenniveaus zugeordnet hat (s. Kap. 4.2.2). Doch auch in den Fällen, in denen dies keine Rolle spielt, wird die Altersstellung der Terrassen von den genannten Autoren z.T. sehr unterschiedlich beurteilt. Die größten Abweichungen sind beim höchsten Terrassenniveau gegeben, das einerseits in das „prä-Interglazial“ (IWATA et al. 1982, 93; 1984, 147; IWATA 1987, 47), andererseits das „Hochglazial“ (KUHLE 1982, 118, 1996, 136) gestellt wird. Diese Diskrepanz ist mit Sicherheit darauf zurückzuführen, daß den Autoren keine absoluten Datierungen zur Verfügung standen. So basieren auch die sehr differenzierten Altersangaben von KUHLE (s. Tab. 2.5) auf ^{14}C -Datierungen von Moränenständen im Khumbu Himal (Nepal) und dem Kuen Lun bzw. Quilian Shan (nördlich des Tibet Plateaus), die über die Abfolge der Moränenstände auf die Verhältnisse im Thakkhola übertragen wurden (s. Diskussion Kap. 2.2.3, S. 31).

Während im Hinblick auf die zeitliche Zuordnung der Terrassen deutliche Diskrepanzen festzustellen sind, stimmen die Autoren doch so weit überein, daß die unterschiedlichen Terrassenniveaus Ausdruck von Klimaschwankungen seien (s. auch DOLLFUS & USSELMANN 1971, 184). Darüber hinaus haben IWATA et al. (1982, 93; auch IWATA 1987, 43f.) die von ihnen festgestellte relative Höhenzunahme der Terrassenniveaus gegenüber dem rezenten Schotterbett der Kali Gandaki in Richtung Himalaya-Hauptkamm als Indiz für eine rezent andauernde Hebung im Bereich des Hauptkamms interpretiert.

Tab. 4.7: Parallelisierung der Terrassenstratigraphien für das südliche Thakkhola nach IWATA et al. (1982) und KUHLE (1982, 1996)

Terrassenniveau		Alterstellung	
IWATA et al.	KUHLE	n. IWATA et al.	n. KUHLE ¹
H	5	prä-Interglazial	Hochglazial
M1	4	frühes Hochglazial	Spät-Glazial
M2	(3)	Hochglazial	Spät-Glazial
M3	(2)	spätes Hochglazial	Spät-Glazial
M4	2 (-0)	spätes Hochglazial	Spät-Glazial (Neo-Glazial)
L	1 – -5	Holozän (?)	Spät-Glazial bis subrezent

¹ zur absoluten zeitlichen Zuordnung von KUHLE siehe Tab. 2.5 (S. 31)

4.2.2 Talweitung Jomsom

Die Terrassenabfolge im Raum Jomsom ist in mehreren Photos von KUHLE (1982, Bd. 2, Abb. 31, 32, 35, 75, 79) und in einem Querprofil von IWATA et al. (1982, 86) dokumentiert. Auch FORT (1980b, 173; 1995, 264) zeigt in einer Abbildung die Terrassenstruktur westlich der Kali Gandaki ohne jedoch eine Verbindung zur gegenüberliegenden Talseite herzustellen. Bei dem Versuch, die Ergebnisse der eigenen Geländearbeiten mit der Terrassenstratigraphie von KUHLE (1982) zu parallelisieren zeigte sich, daß dieser Terrassen gleicher Höhenlage westlich und östlich der Kali Gandaki unterschiedlichen Terrassenniveaus bzw. Terrassen unterschiedlicher Höhenlage den gleichen Terrassenniveaus zugeordnet hat. Deshalb kann hier auf eine erneute Darstellung und Diskussion der Geländebefunde anhand von Panoramaaufnahmen der westlichen (Abb. 4.13) bzw. östlichen (Abb. 4.14) Talflanke nicht verzichtet werden. Dabei beziehen sich alle Verweise auf die Zuordnung durch KUHLE auf seine Bilddokumentation (1982, Bd. 2). In einem leicht idealisierten Querprofil (Abb. 4.15, S. 111) und in einer Tabelle, in der die Höhenlagen der Terrassen (immer in m HAE) aufgelistet werden (Tab. 4.8, S. 112) sind am Ende des Kapitels die Ergebnisse der Diskussion zusammengefaßt.

Auf der westlichen Talseite (Abb. 4.13) sind zwischen der Hangendgrenze der Schotter der Akkumulationsphase (Höhenpunkt (HP) 3.094 m), die KUHLE's Niveau 5 (1982, Abb. 35 Segm. 1) bzw. der Terrasse H von IWATA et al. (1982, 86) entspricht, und dem Talsohlenniveau (HP 2.694 m; Niveau –1 bei KUHLE 1982, Abb. 35, Segm. 2), in das die Kali Gandaki etwa 20 m tief eingeschnitten ist (HP 2.675 m), zwei gut ausgebildete Verebnungen zu erkennen.

In der rechten Bildhälfte ist nordöstlich von Jomsom Airport – gekennzeichnet durch den HP 2.904 ± 10 m – KUHLE's Niveau 4, bzw. die M2 von IWATA et al. (1982, 86) gut sichtbar. Auch im Südwesten (HP 2.904 m; linke Bildhälfte) läßt sich dieses Niveau verfolgen. Ausgehend von KUHLE's Dokumentation (1982, Abb. 35 Segm. 2; Abb. 75 Segm. 1) kann dem Niveau 4 eindeutig eine Höhenlage von 2.904 m HAE zugeordnet werden. Das dem Punkt am rechten Bildrand ein Fehler von ± 10 m zuzuschreiben ist, resultiert aus der Tatsache, daß dort die identische Höhenlage mit einem Hangneigungsmesser und nicht durch eine DGPS-Messung festgestellt wurde. Im Vergleich mit KUHLE (1982, Abb. 35 Segm. 1) irritiert jedoch, daß dieser auch die fast 70 m höher gelegene Kuppe, die im Nordkliff des Pramda Kyu in den Seesedimenten ausgebildet ist (HP 2.972 m), dem Terrassenniveau 4 zurechnet. Bei dieser Kuppe handelt es sich eindeutig um eine Form, die durch rezent andauernde Exhumierung der Seesedimente entstanden ist (s. Abb. 4.4, S. 79) und nicht um Terrassenreste älteren Datums.

In der linken Bildhälfte (Abb. 4.13) markieren zwischen Jomsom Airport und dem Pramda Kyu die Höhenpunkte 2.806 m und 2.812 m die Oberfläche der Terrasse „Langlangtang“ (auch Abb. 4.3, S. 78). Das Ansteigen der Terrassenober-



Abb. 4.13: Terrassensequenzen auf der westlichen Flanke der Talweitung von Jomsom (alle Höhenangaben in HAE) (Photo: J. Baade)

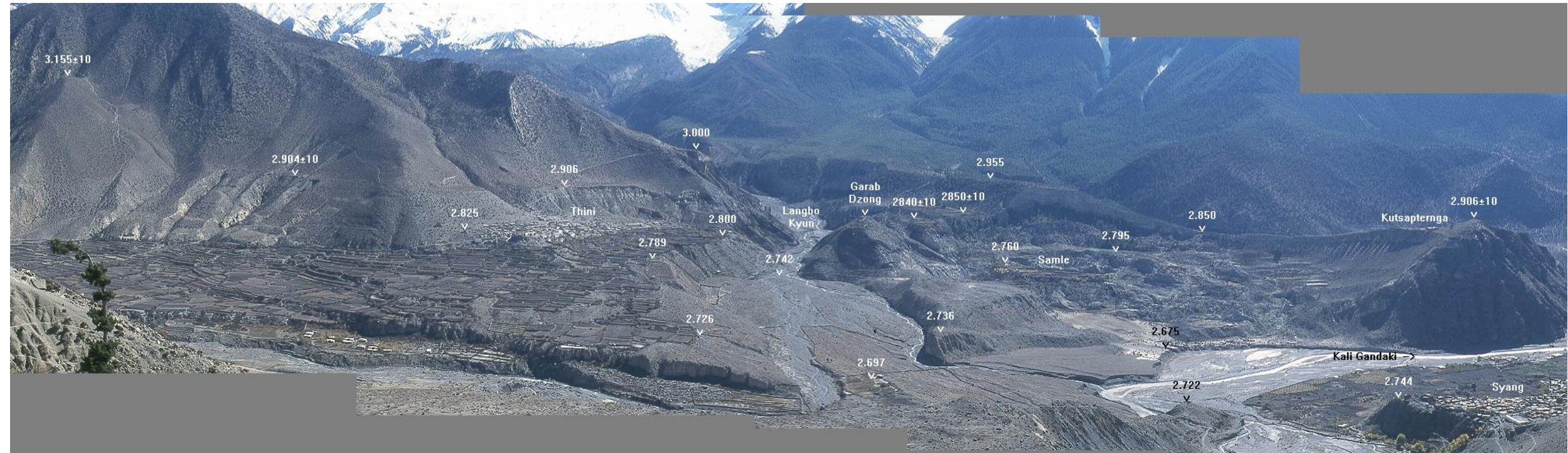


Abb. 4.13: Terrassensequenzen auf der östlichen Flanke der Talweitung von Jomsom (alle Höhenangaben in HAE) (Photo: J. Baade)

fläche gen Süden resultiert aus einer matrixgestützten Auflage mit unruhiger Topographie (s. Kap. 4.2.2.2, S. 116ff.) mit einer Mächtigkeit von etwa 12 m am HP 2.812 m. Die Terrasse Langlangtang, der somit ein Niveau von 2.800 m zuzuordnen ist, repräsentiert KUHLE's Niveau 2 (1982, Abb. 31 Segm. 2; Abb. 32 Segm. 3; Abb. 35 Segm. 3; Abb. 75 Segm. 1) und wird von IWATA et al. (1982, 86) mit Fragezeichen versehen als M4 bezeichnet. Das Niveau 2 setzt sich nach KUHLE (1982, Abb. 35 Segm. 1) südlich des Pramda Kyu in der auf 2.786 m gelegenen, obersten Terrasse bei Syang (Terrasse Syang I, nicht im Bild) fort. Dies würde einem als durchaus plausibel anzusehenden Gefälle von 1,6% bzw. ca. 1° für das Niveau 2 entsprechen.

Darüber hinaus sind auf der westlichen Talseite weitere kleinere Verebnungen vorhanden. Zunächst ist zwischen dem 2.904-m-Niveau und der Terrasse Langlangtang eine Kante auf ca. 2.865 m zu erkennen, die von KUHLE (1982, Abb. 35 Segm. 2) dem Niveau 3 zugeordnet wird. Unterhalb der Terrasse Langlangtang findet sich südwestlich von Jomsom auf 2.735 ± 10 m KUHLE's Niveau -0 (1982, Abb. 32 Segm. 3; Abb. 31 Segm. 2). Dieses Niveau setzt sich südlich des Pramda Kyu in der Terrasse fort (KUHLE 1982, Abb. 35 Segm. 1), auf der sich der obere Ortsteil von Syang befindet (Terrasse Syang II). An deren NE-Spitze wurde die Höhenlage des Niveaus -0 mit einer sDGPS-Messung zu 2.744 m HAE bestimmt (Abb. 4.14).

Im Nordkliff des Pramda Kyu ist 31 m über der rezenten Talsohle (HP 2.739 m) eine weitere Terrasse (HP 2.770 m) zu erkennen, die nach KUHLE (1982, Abb. 35 Segm. 1) das Niveau 1 repräsentiert. Allerdings fällt die Oberfläche der Terrasse, die im Südkliff des Pramda Kyu besser, aber nicht vollständig erhalten ist (nicht im Bild), mit $4 \pm 0,5^\circ$ zur Kali Gandaki ein. Unter Berücksichtigung der Distanz zwischen dem HP 2.770 m und der heutigen Mündung des Pramda Kyu (ca. 850 m) läßt sich unter Annahme konstanter Neigung das dem Niveau 1 entsprechende ehemalige Vorfluterniveau, auf das diese Terrasse eingestellt ist, zu $2.711 \pm 7,5$ m berechnen (Abb. 4.15). Da im Mündungsbereich des Pramda Kyu die Terrasse in 2.744 m dem Niveau -0 entsprechen soll (Abb. 4.14, rechts), ergibt sich ein Widerspruch. Dieser kann in den der Extrapolation zugrundeliegenden Annahmen begründet sein. Gleichzeitig verdeutlicht er aber auch die gravierenden Probleme bei der Parallelisierung von unvollständig erhaltenen Terrassen in Nebentälern mit Terrassen entlang des Vorfluters.

Auf der östlichen Talseite (Abb. 4.14) ergibt sich ein weitaus komplexeres Bild, da hier ein stärkerer Einfluß des tributären Langbo Kyun auf die Terrassensequenzen, die zudem zwischen Garab Dzong (2.870 m) und Kutsapternga (2.906 ± 10 m) durch eine Rutschung in den liegenden Seesedimenten massiv gestört sind, gegeben ist. Darüber hinaus ist im Bereich unterhalb von Thini eine starke Überprägung durch Bewässerungsterrassen festzustellen. Schließlich erschweren Inkon-

sistenzen in der Parallelisierung von Terrassen bestimmter Höhenlagen mit den Terrassenniveaus bei KUHLE (1982) die Zuordnung.

Im Bereich nördlich des Langbo Kyun (Abb. 4.14, links) ist nur ein gut ausgebildetes Terrassenniveau, nämlich auf 2.906 m erkennbar, das sich auch gen Norden (HP 2.904±10 m) verfolgen läßt. Darüber hinaus konnte die Kuppe in der Talmitte (Kutsapternga; Abb. 4.14, rechts) mit dem Hangneigungsmesser diesem Höhenniveau zugeordnet werden. Gemäß der Höhenlage korrespondiert diese Terrasse eindeutig mit KUHLE's Niveau 4 auf der westlichen Talseite. KUHLE aber ordnet diese Terrasse dem Niveau 2 zu (1982, Abb. 75 Segm. 1), das auf der westlichen Talseite 100 m niedriger liegt. Darüber hinaus ist im Bereich der Siedlung Thini ein weiteres Niveau angedeutet, das sich am Hang gen Norden fortzusetzen scheint und von IWATA et al. (1982, 86) als M3 sowie von KUHLE (1982, Bd. 2, Abb. 32, 75) als Niveau 1 bezeichnet wird. Allerdings liegt diese Verebnung mit 2.825 m immerhin 25 m höher als die Terrasse Langlangtang.

Höher gelegene Verebnungen sind auf 3.155±10 m (Abb. 4.14, rechts) und am Ausgang des Langbo Kyun (3.000 m) zu erkennen. Während es sich bei ersterer um einen Sporn im Anstehenden handelt zu der sich kein Gegenstück findet, kennzeichnet letztere einen Komplex von kreuzgeschichteten Sanden im Liegenden und einer matrixgestützten Blocklage im Hangenden. Ausgehend von der Höhenlage könnte es sich bei den liegenden Sanden um eine auf die Hangendgrenze der Seesedimente eingestellte fluviale Schüttung handeln. Da sich auch die hier entnommene Probe für die OSL-Datierung nicht dispergieren ließ (Kap. 3.2.3.1, S. 68) konnte die zeitliche Stellung dieses Komplexes aber nicht geklärt werden. Nach KUHLE (1982, Abb. 75 Segm. 1) soll der Sporn auf 3.000 m, wie auch die 45 m niedriger gelegene Verebnung auf 2.955 m S-lich des Langbo Kyun (Abb. 4.14, rechts) – einer „schotterflurüberdeckten Moränenablagerung ... des Taglung-Stadiums“ (KUHLE 1982, Abb. 76, Abb.-unterschrift) – dem Niveau 4 entsprechen.

Da die Oberfläche der Verebnung in 2.955 m mit etwa 3° geneigt ist und in Richtung Kali Gandaki in einer tiefgründigen Rutschung endet, stellt sich auch hier die Frage, auf welches Vorfluterniveau diese als Schwemmkegel anzusprechende Form eingestellt ist. Durch die Rutschung fehlen jegliche Hinweise auf deren ehemalige Ausdehnung. Unter der Annahme konstanter Oberflächenneigung und einer Ausdehnung bis in den Bereich der rezenten Erosionskante der Kali Gandaki (Distanz = 1.100 m) ergibt sich ein zu diesem Schwemmkegel passendes ehemaliges Vorfluterniveau von etwa 2.900 m, das für die von KUHLE vorgenommene Zuordnung zum Niveau 4 sprechen würde. Allerdings führt diese Rekonstruktion zu Konflikten im Bereich der östlichen Talflanke, da hier auf 2.906 m entsprechende Terrassenreste vorhanden sind (Abb. 4.15).

Zwischen dem Schwemmkegel und dem Burghügel von Garab Dzong sind weitere Langbo Kyun Terrassen vorhanden, nämlich auf 2.825 m (nicht sichtbar), auf

2.840±10 m und 2.850±10 m, die wiederum gen Westen von der Rutschung begrenzt werden. Da hier nur kleine Segmente erhalten sind, ist es sehr schwierig das Vorfluterniveau, auf das diese Terrassen eingestellt sind, zu bestimmen. Die Höhendifferenz von etwa 100 m zum vorher diskutierten Schwemmkegelniveau suggeriert jedoch, daß eines der beiden Terrassensegmente (2.840±10 m oder 2.850±10 m) auf das von der Terrasse Langlangtang repräsentierte ehemalige Vorfluterniveau von 2.800 m (KUHLE's Niveau 2) eingestellt gewesen sein könnte.

In Abbildung 4.15 sind die Befunde in einem Querprofil, das die Situation im Bereich der Zuflüsse Pramda Kyu und Langbo Kyun skizziert, zusammengefaßt. Ergänzend dazu sind in Tabelle 4.6 die absoluten und relativen Höhenlagen, sowie die Parallelisierung mit den Terrassenstratigraphien von KUHLE (1982) und IWATA et al. (1982) zusammengestellt. Dabei bezieht sich die Parallelisierung mit KUHLE (1982) auf seine Zuordnung auf der westlichen Talseite.

Demnach lassen sich unterhalb der Schotter auf 3.094 m, die als Relikte eines Schotterkegels des Pramda Kyu interpretiert werden, der etwa auf die Hangengrenze der Seesedimente eingestellt war (ca. 3.000 m; s. S. 100f.) zwei markante Terrassenniveaus feststellen: Zum einen das auf beiden Talseiten in etwa gleicher Höhe ausgebildete 2.905-m-Niveau und zum anderen ein Niveau bei 2.800 m HAE, das von der Terrasse Langlangtang repräsentiert wird. Zwischen diesen

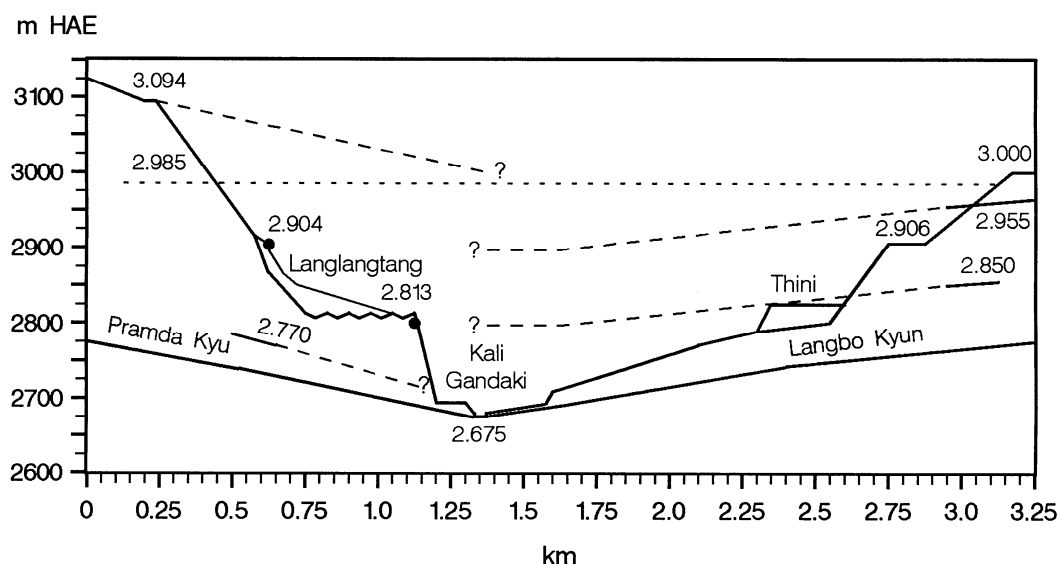


Abb. 4.15: Kali Gandaki Talquerprofil (NW-SE) am Zusammenfluß mit dem Pramda Kyu und dem Langbo Kyun (2,5-fach überhöht).

Das 2.985-m-Niveau (·····) kennzeichnet die Hangengrenze der Seesedimente, die gestrichelten Linien die Extrapolation von Schwemmkegeln und Terrassen der Zuflüsse auf das Vorfluterniveau. Die Punkte markieren die Lage der in Kap. 4.2.2.1 u. 4.2.2.2 diskutierten Aufschlüsse.

Tab. 4.8: Absolute [m HAE] und relative [m ü. Kali Gandaki Niveau] Höhenlage der Terrassenniveaus in der Talweitung von Jomsom

Name	Höhe [m HAE]	Höhe [m ü. KG]	Schotterflur Nr. (KUHLE 1982)	Terrasse (IWATA et al. 1982)
Ausgangsniveau	ca. 3.000	ca. +325	Nr. 5	H
2.905-m-Niveau	2.905	+230	Nr. 4	M2
Langlangtang West	2.865	+190	Nr. 3	
Terrasse Thini	2.825	+150		M3
Terrasse Langlangtang	2.800	+125	Nr. 2	M4 ?
Terrasse Syang II	2.744	+70	Nr. –0	M4
Talsohlenniveau	2.695	+20	Nr. –1	L
rezentes Flußbett	2.675	0	Nr. –6	

beiden Niveaus ist westlich der Kali Gandaki ein kleinerer Terrassenrest bei ca. 2.865 m und östlich des Flusses der Terrassenrest bei Thini (2.825 m) erhalten.

Unterhalb der Terrasse Langlangtang ist an zwei Punkten, südwestlich von Jomsom und durch die Terrasse Syang II ein weiteres Einschneidungsniveau bei 2.744 m dokumentiert. Darüber hinaus läßt sich zwischen Jomsom und der Mündung des Pramda Kyu ein Talsohlenniveau identifizieren, in das die Kali Gandaki etwa 20 m tief eingeschnitten ist. Dazu ist aber anzumerken, daß die Einschneidung in das Talsohlenniveau ein Phänomen ist, das auf die Fließstrecke bei Jomsom sowie zwischen Marpha und Tukche beschränkt ist. Oberhalb von Jomsom und unterhalb von Tukche fließt die Kali Gandaki dagegen in einem breiten, verwilderten Schotterbett (s. Abb. 2.13, S. 38; Abb. 4.1, S. 74).

Da die Terrassen in der Regel eine Auflage mit Kali Gandaki Schottern aufweisen (s. Kap. 4.2.2.1 u. 4.2.2.2), dokumentieren sie Akkumulationsphasen während der Einschneidung. Angesichts des rezent zu beobachtenden Wechsels zwischen akkumulativen und erosiven Abschnitten wäre es allerdings voreilig, die Akkumulationen als eindeutigen Hinweis auf Klimaänderungen zu interpretieren.

4.2.2.1 Das 2.905-m-Niveau

Das 2.905-m-Niveau läßt sich in der Talweitung von Jomsom beiderseits der Kali Gandaki über eine Entfernung von knapp 4 km verfolgen. Auch die Erhebung in der Talmitte (Kutsapternga) repräsentiert diese Höhe. Da sich diese Befunde einerseits auf zwei sDGPS-Messungen (östlich von Thini sowie oberhalb der Terrasse Langlangtang), andererseits auf die Feststellung der identischen Höhenlage mit dem Hangneigungsmesser stützen, muß wegen möglicher Ablesefehler ($<0,5^\circ$) die Frage, ob dieses Terrassenniveau tatsächlich eben ist oder innerhalb des Ablesefehlers leicht einfällt, offen bleiben. Nach den unterschiedlichen Zuordnungen von

KUHLE (1982, s.o.) soll dieses Niveau ein annäherndes Alter von 17 – 15 ka BP oder 14,25 – 13,5 ka BP aufweisen (s. Tab. 2.5, S. 31).

Schon während des ersten Geländeaufenthalts (1994) war aus dem oberen Bereich dieses Terrassenniveaus E-lich von Thini eine Probe für eine OSL-Datierung entnommen worden. Da sich das Material aber nicht dispergieren ließ konnte keine Datierung durchgeführt werden. Im Herbst 1997 wurde dann der Schuttkegel Langlangtang NW am Fuß von drei heute episodisch durchflossenen Hangrunsen oberhalb der Terrasse Langlangtang untersucht (HP 2.904 m in Abb. 4.13, links). Der Schuttkegel setzt bei etwa 2.925 m an und läuft mit einer Neigung von etwa 10° auf das 2.865-m-Niveau aus (Abb. 4.13). Da die Ausläufer der Hangrunsen heute etwa 20 m tief in den Schwemmkegel eingeschnitten sind, ergab sich die Möglichkeit, dessen interne Struktur zu untersuchen.



Abb. 4.16: Aufschluß Schuttkegel Langlangtang NW (28,78574° N / 83,71630° E)
(Erläuterungen im Text) (Photo: J. Baade)

Die Aufschlußaufnahme (Abb. 4.16) zeigt drei sedimentologische Einheiten. An der Basis (Lage 1) finden sich gut sortierte, horizontal gelagerte Schotter (63 – 200 mm) in sandig-kiesiger Matrix im Wechsel mit sandigen und schluffigen Lagen, wobei die größte Längsachse der gerundeten bis gut gerundeten Schotter maximal 15 cm mißt. Anhand von Mustang Granit Geröllen läßt sich diese Einheit eindeutig als ‚Kali Gandaki Schotter‘ ansprechen. Obwohl der Schuttkegel 20 m tief zerschnitten ist und am Grund der Tiefenlinie Seesedimente zum Vorschein kommen (nicht im Bild), läßt sich die Mächtigkeit der Lage 1 nicht genau bestimmen, da die Basis der Lage 1 durch Versturzmateriale maskiert wird. Ihre Mächtigkeit beträgt aber mindestens 3 m und maximal 16 m.

Im Hangenden der ‚Kali Gandaki Schotter‘ befindet sich mit konkordantem Übergang eine 2 m mächtige, gut geschichtete, horizontal gelagerte Einheit (Lage 2) mit Wechsellagen von grauen und gelblich-weißen Schluff- und Detrituslagen. Die Detrituslagen sind gekennzeichnet durch röhrenartige Bruchstücke aus Kalziumcarbonat, die in einer schluffig-sandigen Matrix eingelagert sind (Abb. 4.17). Als Stillwasserfazies, die vermutlich in einem verlandenden Totarm (s.u.) abgelagert wurde, repräsentiert die Lage 2 das Ende der liegenden „braided-river“-Sedimente der Kali Gandaki.

Über der Stillwasserfazies folgt schließlich schräg geschichteter, rotbrauner Hangschutt (Lage 3), der mit 5 bis 10° einfällt. Bis zu mehrere Kubikmeter große kantige Blöcke, sowie eine Wechsellagerung von schräg geschichteten, über unterschiedliche Distanzen verfolgbare, vornehmlich schlecht sortierte Lagen kennzeichnen den Hangschutt, dessen Blockanteil etwa 30 bis 40 % beträgt.

Da zu vermuten war, daß es sich bei den Röhrenchen um biogene Kalkablagerungen handelt, wurde aus der Basis der Lage 2, 20 cm über dem Top der Kali Gandaki Schotter, eine Probe entnommen. Im Labor wurden die Kalkröhrenchen durch nasse Siebung isoliert. Während eine Teilprobe zur ^{14}C -Datierung nach Utrecht

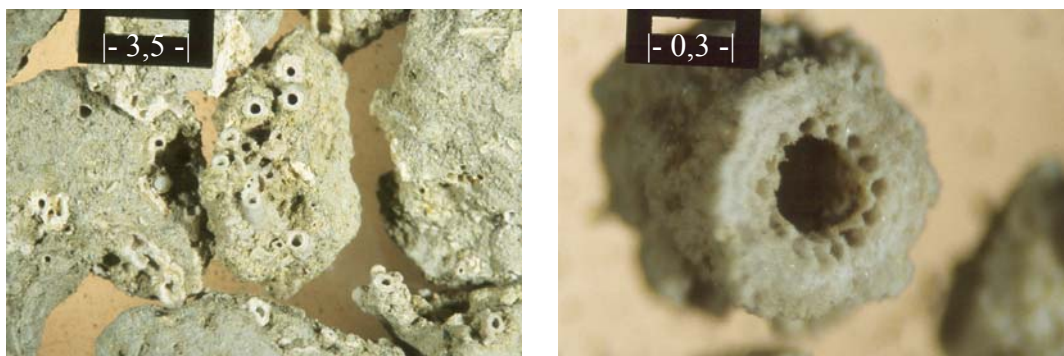


Abb. 4.17: Karbonatumhüllung von Armleuchteralgen (Charophyceen)
(Längenangaben am Maßstab in mm)(Photo: J. Baade)

geschickt wurde, wurde ein anderer Teil Herrn Prof. Dr. F. HELLWIG (Institut für spezielle Botanik, Friedrich-Schiller-Universität Jena) zur Identifizierung vorgelegt. Nach seinen Aussagen handelt es sich bei den Röhrenchen (Abb. 4.17) um Carbonatumhüllungen von Armleuchteralgen (Charophyceen). Nach SITTE et al. (1991, 640f.) „«wurzeln» [ArMLEUCHTERALGEN] in Schlamm und Sand [und] bilden in Teichen und Bächen oft fußhohe «Unterwasser-Wiesen»“. Über die Lebensbedingungen der Armleuchteralgen lassen sich zwar Aussagen über die chemischen Eigenschaften des Wassers, nicht jedoch zu den klimatischen Verhältnissen ableiten. Demnach zeigen die im Süßwasser lebenden Arten nährstoffarme Bedingungen in hartem Wasser mit einem $\text{pH} \geq 7$ an (SITTE et al. 1991, 641; VAN DEN HOEK et al. 1995, 476).

Die ^{14}C -AMS-Datierung des Karbonats ergab ein Alter von 17.980 ± 110 BP (UtC-7861), entsprechend 21.455 ± 220 cal BP (VAN DER BORG 1998, schriftl. Mitt.). Allerdings ist besonders bei Karbonaten mit einer Beeinflussung des ^{14}C -Alters durch den Hartwasser-Effekt zu rechnen (Kap. 3.3.2.2). Da Armleuchteralgen aber selbst in Seen nur in den oberen Metern siedeln (TALBOT & ALLEN 1996, 94f.), kann von einer guten Durchmischung und einem Gleichgewicht mit dem atmosphärischen CO_2 ausgegangen werden. Damit liegt erstmals eine präzise Zeitmarke für diese Terrasse und somit für die Einschneidung der Kali Gandaki in die Seesedimente des Süd-Thakkhola Paläosees vor. Sie belegt für diese Terrasse ein deutlich höheres Alter als von KUHLE (1982) bisher angenommen wurde.

Aus dem Aufbau des Aufschlusses läßt sich ableiten, daß die Seesedimente vor Ablagerung der biogenen Karbonate bis in eine Höhenlage zwischen 2.899 m und 2.886 m HAE ausgeräumt waren. Anschließend wurden mindestens 3 m und maximal 16 m Schotter akkumuliert, bevor die 2 m mächtige mit Bruchstücken von Armleuchteralgen durchsetzte Lage 2 in einer offensichtlich über längere Zeit ständig mit Wasser gefüllten Hohlform abgelagert wurde. Da Kali Gandaki Schotter in der Talweitung von Jomsom in gleicher Höhenlage an zahlreichen Stellen zu finden sind (s. Abb. 4.13 u. 4.14), ist für diesen Zeitpunkt von einem breiten Schotterbett mit verwildertem Flußlauf auszugehen. Obwohl Armleuchteralgen nicht als Klimazeiger gelten könne, deutet deren Existenz in dieser Phase auf deutlich feuchtere Bedingungen als heute hin.

4.2.2.2 Das 2.800-m-Niveau

Das 2.800-m-Niveau wird von der Terrasse Langlangtang, einer bis zu 135 m über dem rezenten Niveau der Kali Gandaki gelegenen, etwa 1.100 m langen und bis zu 400 m breiten, SW-NE-streichenden Verebnung repräsentiert (Abb. 4.3 u. 4.13). Während nordwestlich von Jomsom einzelne kleinere Terrassenreste mit der Terrasse Langlangtang korrespondieren und auch gen Süden eine Fortsetzung in der Terrasse Syang I gegeben ist, fehlen östlich der Kali Gandaki Verebnungen in die-

die sowohl bei Jomsom Airport als auch im Nordkliff des Pramda Kyu mit Mächtigkeiten von bis zu 90 m aufgeschlossen sind, folgt zunächst eine durchgängige Schotterauflage (Lage 1; L1 in Abb. 4.18), deren Mächtigkeit zwischen 2 und 8 m variiert. In mehreren Aufschlüssen entlang der zur Kali Gandaki exponierten südöstlichen Terrassenkante belegen Mustang Granit Gerölle die überregionale Herkunft dieser Schotter. Inwiefern es entlang der zum Pramda Kyu exponierten südwestlichen Terrassenkante innerhalb der Lage 1 zu einer Verzahnung von Kali Gandaki Schottern mit Schottern lokaler Herkunft kommt, konnte wegen des steilen Abfalls der Kante nicht geklärt werden. Über den Schottern liegt wiederum durchgängig eine schlecht sortierte, gelbliche, matrixgestützte Lage (Lage 2; L2 in Abb. 4.18) mit einer Mächtigkeit zwischen 2 und 8 m. Die Mächtigkeitsunterschiede in der Lage 2 resultieren aus der Tatsache, daß diese Lage Höhenunterschiede in der Hangendgrenze der Schotter ausgleicht, so daß die Oberfläche der Lage 2 annähernd eben ist. Im nordöstlichen Teil der Terrasse Langlangtang bildet die Lage 2 die Terrassenoberfläche, die teilweise von Hangfußsedimenten und Steinschlagmaterial, sowie anthropogenen Terrassen geringer Mächtigkeit überprägt ist.

Im Südwesten der Terrasse folgt über der Lage 2 ein dünnes, skelettarmes, hellbraunes Feinmaterialband (Lage 3; L3 in Abb. 4.18). Entlang der Terrassenkante zur Kali Gandaki erreicht dieses Band, daß sich über eine Entfernung von etwa 350 m verfolgen läßt und zur SE-Spitze der Terrasse (HP 2.812 m in Abb. 4.13) ausdünn, Mächtigkeiten zwischen wenigen Dezimetern und maximal 1,75 m. Auch entlang der Kante zum Pramda Kyu ist in gleicher stratigraphischer Position ein Feinmaterialband zu verfolgen, das in Hangnähe eine Mächtigkeit von etwa 0,6 m aufweist und auf halber Strecke zwischen dem Talausgang und der Südspitze der Terrasse ausdünn. Obwohl das Feinmaterialband makroskopisch keine Schichtung aufweist, und eine leicht bräunliche Färbung zeigt, handelt es sich hier vermutlich um aus dem nahegelegenen Aufschluß Syang stammende umgelagerte Seesedimente. Dem Feinmaterialband sitzt schließlich die graue, blockreiche, matrixgestützte Lage 4 (L4 in Abb. 4.18) auf, die die unruhige Morphologie des südlichen Teils der Terrasse Langlangtang bedingt. Ob es sich bei der blockreichen Terrassenauflage, die zunächst genetisch neutral als Diamikton (s. GOUDIE et al. 1994, 140; HÖVERMANN & LEHMKUHL 1993, 142; MILLER 1996, 455; OWEN 1994; OWEN et al. 1998, 94) bezeichnet werden soll, um eine glaziale Ablagerung oder Sedimente einer Massenbewegung handelt, war bisher offen (IWATA et al. 1982, 86).

Da sich Schotter für eine OSL-Datierung nicht eignen und in den Schottern kein organisches Material zu finden war, wurde versucht, über die Datierung des Feinmaterialbands einen Anhaltspunkt für das Alter der Terrasse zu erhalten. Dazu wurde zunächst im Herbst 1996 aus einem Aufschluß an der Kante zum Pramda

Kyu gemeinsam mit Dr. A. LANG (Heidelberg) eine Probe für eine OSL-Datierung entnommen (HDS 524). Allerdings ergab die 1999 abgeschlossene Datierung ein Alter, welches das Feinmaterialband in die Phase der Seeakkumulation stellen würde. Da das Material hier zwar aus den Seesedimenten stammt, aber eindeutig umgelagert ist, weist dieses Ergebnis darauf hin, daß das Sediment bei der Umlagerung nicht ausreichend gebleicht wurde.

Durch den Bau einer Zufahrt zur Terrasse Langlangtang war im Sommer 1998 der Übergang von der Lage 2 zur Lage 4 in unmittelbarer Nähe des GPS-Punktes Jomsom LLT über eine Strecke von etwa 40 m exzellent aufgeschlossen. In der Aufnahme des Aufschlusses (Abb. 4.19) ist an der Basis die hellgelbe Lage 2 mit einem von einer schluffig-sandigen Matrix gestützten Skelettanteil von 50% zu erkennen. Darüber folgt die hier zwischen 0,9 und 1,0 m mächtige, hellbraune bis hellgraubraune, schluffig-sandige Lage 3 mit einem Skelettanteil von etwa 15%.

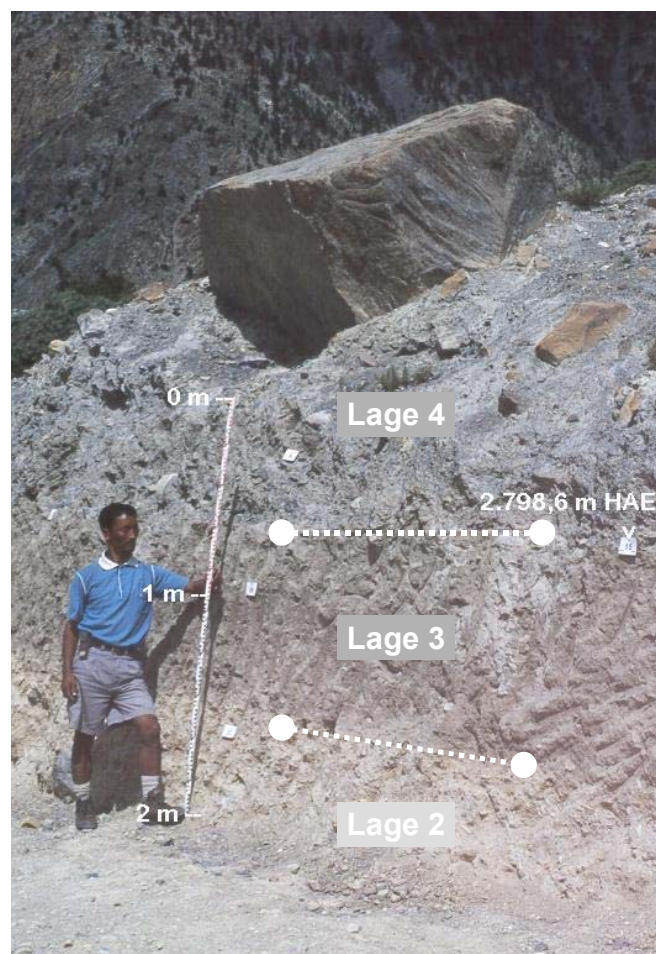


Abb. 4.19: Deckschicht am Südostrand der Terrasse Langlangtang
(Photo: J. Baade)

Im Hangenden ist schließlich der am Terrassenrand etwa 1 m mächtige graue Diamikton (Lage 4) mit einem der charakteristischen Großblöcke aus dunklem, orange gebändertem Kalkstein zu erkennen.

Bei der Untersuchung der Aufschlußwand und weiterer Aufschlüsse entlang der südöstlichen Terrassenkante wurden in der bisher neutral als Feinmaterialband bezeichneten Lage 3 Scherben und Holzkohle gefunden. Auf dem Hintergrund der Untersuchungen zum Landschaftswandel seit dem Siedlungsbeginn läßt sich die Lage 3 somit eindeutig als Kultosol (s. Kap. 5.2.1.1) ansprechen. Insgesamt wurden aus den Aufschlüssen aus Tiefen zwischen 0,1 und bis zu 1,0 m unter der Oberkante des Kultosols 15 Scherben geborgen und Frau I. PAAP (Bonn) sowie Frau C. THIBLET (Bonn) zur Datierung vorgelegt. Nach PAAP (1998, schriftl. Mitt.) ist die Keramik ausnahmslos der Khyinga Periode III zuzuordnen, die im Bereich des Burghügels von Khyinga den Zeitraum zwischen dem 8. und 15. Jh. AD umfaßt, außerhalb der originären Fundstätte aber auch jünger sein kann (s. S. 68). Daher kommt der Aussage von C. THIBLET (1998, mündl. Mittl.), das es sich bei der Keramik ausschließlich um Ware handelt, die in Bumchekang, aber nicht mehr im ca. 1525 gegründeten Garab Dzong (s. S. 53) zu finden ist, besondere Bedeutung zu. Demnach markiert der Kultosol, aus dem sich für die liegenden Schichten ein Mindestalter und für das hangende Diamikton ein Maximalalter ergibt, einen vorerst nicht näher eingrenzbaren Zeitraum zwischen dem 8. und frühen 16. Jh. AD. Nach Abschluß der Datierungen an den geborgenen Holzkohlen wird aber sicher eine Präzisierung des Zeitraums möglich sein.

Da sich die Kali Gandaki bereits vor etwa 21,5 ka auf das nur 100 m höher gelegene 2.905-m-Niveau eingeschnitten hatte und mehrere ältere Siedlungen, z.B. Chokhopani (s. S. 51) und Kagbeni (s. Kap. 5.2.1.3) auf einem deutlich niedrigeren Niveau liegen, belegt der Kultosol einen Hiatus in der Entwicklung der Terrassenaufgabe. Der Zeitpunkt zu dem die Einschneidung der Kali Gandaki das 2.800-m-Niveau erreicht hat, läßt sich daraus allerdings nicht ableiten. Dagegen belegt die Datierung des Kultosols, daß das hangende Diamikton (Lage 4) maximal 1.300 a alt sein kann. Da nicht anzunehmen ist, daß Gletscher in dieser Zeit den Talboden erreicht haben, muß es sich bei dem Diamikton, dessen Volumen bei Annahme einer mittleren Mächtigkeit von 2,5 m allein auf der Terrasse Langlangtang etwa $0,45 \text{ Mio m}^3$ beträgt, um die Ablagerung einer Massenbewegung handeln. Lithofaziell identische Ablagerungen sind nicht nur auf dem mit der Terrasse Langlangtang korrespondierenden Niveau südlich des Pramda Kyu (Kap. 4.2.2, S. 109), sondern auch beiderseits des Langbo Kyun vorhanden. Hier, d.h. östlich der Kali Gandaki (s. Abb. 4.14, S. 108) finden sich diese Ablagerungen einerseits auf der auf etwa 2.750 m HAE gelegenen Terrasse unterhalb von Garab Dzong. Andererseits lassen sie sich im Nordkliff des Langbo Kyun entlang der Terrassenoberkante, die in Abbildung 4.14 mit den Höhenpunkten 2.800 m, 2.789 m und 2.726 m

markiert wird, verfolgen. Darüber hinaus sind auch die Hügel auf der untersten Terrasse (2.665 m HAE) bei Syang diesem Diamikton zuzurechnen. Dies aber bedeutet, daß die Kali Gandaki zum Zeitpunkt der Massenbewegung in etwa das rezente Niveau erreicht hatte. Diese Schlußfolgerung wird durch die Befunde im Bereich des Kagbeni Schwemmfächers (Kap. 5.2.1.5, S. 161) gestützt, die zeigen, daß die Kali Gandaki dort vor 1.800 a in einem Niveau floß, das 3 bis 5 m unter dem rezenten Schotterbett liegt.

Obwohl die Wechselwirkungen zwischen der Morphodynamik und der Siedlungsentwicklung Gegenstand des folgenden Kapitels sind, kann bereits an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, daß diese Massenbewegung nachweislich zumindest eine Siedlung, Bumchekang, die Vorläufersiedlung von Garab Dzong bzw. Thini, direkt betroffen hat. Dort finden sich nämlich bedeutende Siedlungsreste im Liegenden einer lithofaziell mit dem Diamikton von Langlangtang völlig identischen matrixgestützten Deckschicht. Inwiefern weitere Siedlungen, insbesondere ein möglicher Vorläufer von Syang von diesem Ereignis betroffen waren, hängt im wesentlichen davon ab, ob es an dieser Stelle eine Vorläufersiedlung gegeben hat, oder nicht. Die Ablagerungen der Massenbewegung, deren Ursache und exaktes Ursprungsgebiet im Langbo Kyun noch nicht ermittelt werden konnte, finden sich jedenfalls sowohl auf der Terrasse oberhalb von Syang, wie auch im Bereich der Siedlung Syang.

5 Landschaftswandel seit dem Siedlungsbeginn

Die Untersuchungen zum Landschaftswandel seit dem Siedlungsbeginn konzentrierten sich, entsprechend der räumlichen Schwerpunkte der Arbeitsgruppen, die im Untersuchungsgebiet bereits seit 1991/92 tätig waren (u.a. HAFFNER & POHLE 1993b; HÜTTEL 1993; SIMONS et al. 1994a; TRIPATHEE 1994), auf das Muktinath Tal. Wegen der vermutlich seit längerem andauernden semi-ariden Bedingungen im Untersuchungsgebiet (s. Kap. 2.2.4) war dabei methodisch zunächst das Potential der Geoarchive für die Rekonstruktion der Siedlungsgeschichte und des Landschaftswandels auszuloten. Inhaltlich stand die Frage nach der geomorphologischen Entwicklung seit dem Siedlungsbeginn im Mittelpunkt. Dabei gab die bis dato ungeklärte Frage nach dem Zugang zu den Höhlen von Phudzeling, die heute in Steilwänden etwa 50 m über dem rezenten Vorfluterniveau liegen, Anlaß zu der Vermutung, daß hier mit erheblichen Reliefveränderungen zu rechnen sei. Eng verknüpft damit war die Frage nach der Andauer und dem Ausmaß des anthropogenen Einflusses auf die Landschaftsogenese. Schließlich galt es, die für den durch extreme Reliefenergie gekennzeichneten und am Rande der Ökumene gelegenen Hochgebirgsraum naheliegende These zu überprüfen, daß Naturkatastrophen einen Einfluß auf die Siedlungsgeschichte hatten. Ausgehend von dem entwickelten landschaftsökologischen Funktionalmodell (Abb. 3.1, S. 57) bildete dabei der Bewässerungsfeldbau als Bindeglied zwischen den natürlichen und sozio-ökonomischen Subsystemen einen Schwerpunkt der Untersuchungen.

Bevor im Kapitel 5.2 die Ergebnisse der Untersuchungen zur Entwicklung seit dem Siedlungsbeginn vorgestellt werden, sollen zunächst die spezifischen landschaftsökologischen Rahmenbedingungen im Muktinath Tal vorgestellt werden. Dabei bildet die pleistozän-holozäne Morphogenese, die eine wichtige Grundlage zum Verständnis der Entwicklung unter dem Einfluß des Menschen darstellt, einen Schwerpunkt der Ausführungen. Gleichzeitig wird damit die Verknüpfung zwischen den Zeitscheiben I und II sowie zwischen den Untersuchungen im Kali Gandaki Tal und Muktinath Tal hergestellt.

5.1 Landschaftsökologische Gliederung und Morphogenese des Muktinath Tals

Das Muktinath Tal liegt an der nördlichen Grenze von Süd-Mustang und wird vom Dzong Chu, einem perennierenden Wildbach (s. KARL & MANGELSDORF 1982, 92f.) für den jedoch keine Abflußdaten vorliegen, entwässert (Abb. 5.1). Bei Kagbeni mündet der Dzong Chu in einer Höhe von etwa 2.785 m HAE (\approx 2.815 m ALT) in die Kali Gandaki. Der Höhenunterschied zwischen der Mündung und den höchsten Punkten im Einzugsgebiet, dem Yakgawa Kang (6.481 m ALT) und

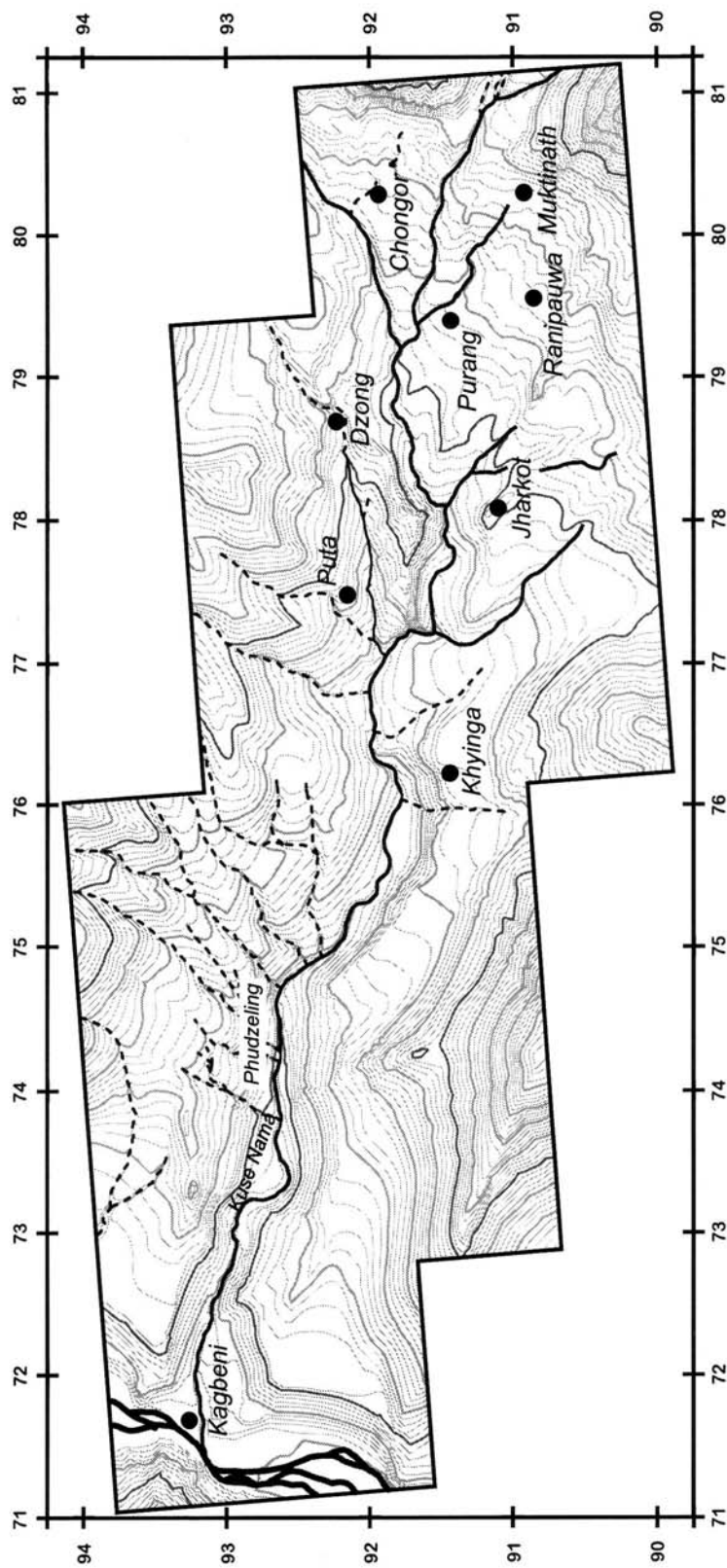


Abb. 5.1: Überblickskarte Muktinath Valley 1:50.000
(Kartengrundlage: Muktinath Valley 1:10.000, East & West Sheet)

dem Khatung Kang (6.484 m ALT) nördlich bzw. südlich des Thorung Passes (5.416 m ALT) (Abb. 2.1, S. 4 u. Abb. 5.3, S. 127), beträgt bei einer Distanz von 16 km etwa 3.670 m (Höhenangaben aus AG HOCHGEBIRGSFORSCHUNG 1993). Auf der Grundlage der von MIEHE (1982) veröffentlichten Karte wurde mit der Quadratmethode (GARDINER 1975, 21; SCHOLZ 1981, 354f.) für das Muktinath Tal eine Einzugsgebietsfläche von 88,5 km² ermittelt.

Landschaftsökologisch läßt sich das Muktinath Tal grob in drei Einheiten, nämlich den Mündungsbereich, einen mittleren und einen oberen Abschnitt gliedern (Abb. 5.1). Diese drei Abschnitte sollen im folgenden kurz charakterisiert werden. Aufbauend auf der jungpleistozän-holozänen Morphogenese soll dabei bereits in die jeweils spezifische Problematik der Mensch-Umwelt-Beziehungen eingeführt werden.

5.1.1 Unteres Muktinath Tal

Das Untere Muktinath Tal, das in der hier vorgeschlagenen Gliederung talaufwärts durch die Rutschung westlich von Kuse Nama begrenzt wird (Abb. 5.3), ist gekennzeichnet durch tiefgründige, mäßig verfestigte, vornehmlich fluviale Sedimente (Abb. 4.7, S. 83). Das Klima ist mit einer geschätzten Jahresniederschlagssumme von 240 mm (s. Tab. 2.3, S. 21) semi-arid. Abseits der bewässerter Areale bestimmt folglich die „Dornzweigstrauchpolsterformation der Hochgebirgshalbwüste“ (MIEHE 1982, s. Tab. 2.10, S. 42) die Vegetation.

Der Großformenschatz im unteren Talabschnitt wird von mehreren Terrassen- bzw. Schwemmfächerniveaus geprägt, die mit der Eintiefung der Kali Gandaki im Zusammenhang stehen und ins Jungpleistozän und Holozän zu stellen sind (s. Kap. 4.2; sowie KUHLE 1982, Abb. 184). Insgesamt lassen sich im Südkliff des Dzong Chu 5 Niveaus identifizieren (Abb. 5.2), die teilweise talaufwärts zu verfolgen sind. Hinzu kommt ein weiteres Niveau bei +135 m im Nordkliff des Dzong Chu. Da es sich bei diesen Niveaus ausnahmslos um zur Kali Gandaki geneigte Terrassen bzw. Schwemmfächer des Dzong Chu handelt, die zudem in unterschiedlicher Entfernung vom Vorfluter enden, ist eine unmittelbare Ableitung von Vorfluterniveaus und eine direkte Parallelisierung mit den Befunden im Talquerschnitt bei Jomsom (Tab. 4.8, S. 112) über die absolute oder relative Höhenlage der Terrassenkanten (Tab. 5.1) nicht möglich. Folglich werden die Niveaus, in Anlehnung an ihre Abfolge als Terrasse Kb-I bis Kb-VI bezeichnet (Tab. 5.1). Damit sollen Verwechslungen mit der hier für den Raum Jomsom bzw. von anderen Autoren (KUHLE 1982; IWATA et al. 1982) gewählten Terrassen nomenklatur vermieden werden (s. Tab. 4.7, S. 106).

Tab. 5.1: Absolute [m HAE] und relative [m ü. Kali Gandaki Niveau] Höhenlage der Terrassenniveaus im Mündungsbereich des Dzong Chu bei Kagbeni

Name	abs. Höhe [m HAE]	rel. Höhe [m ü. KG]	extrapolierte abs. Höhe [m HAE]	extrapolierte rel. Höhe [m ü. KG]
Terrasse Kb-VI (Teehaus)	3.130	+345	3.028	+244
Terrasse Kb-V	3.002	+220	2.961	+177
Terrasse Kb-IV	2.920	+135	?	?
Terrasse Kb-III (Heliport)	2.874	+90	2.864	+80
Terrasse Kb-II	2.837	+53	?	?
Terrasse Kb-I	2.811	+27	2.811	+27
rezentes Flußbett	2.784	0		

Um das Problem der Parallelisierung der Terrassenniveaus zwischen der Mündung des Dzong Chu und dem Raum Jomsom zu lösen, wurden basierend auf der jeweils parallel zum Dzong Chu gemessenen Oberflächenneigung der einzelnen Niveaus und unter der Annahme einer langfristig stabilen Lage der Kali Gandaki

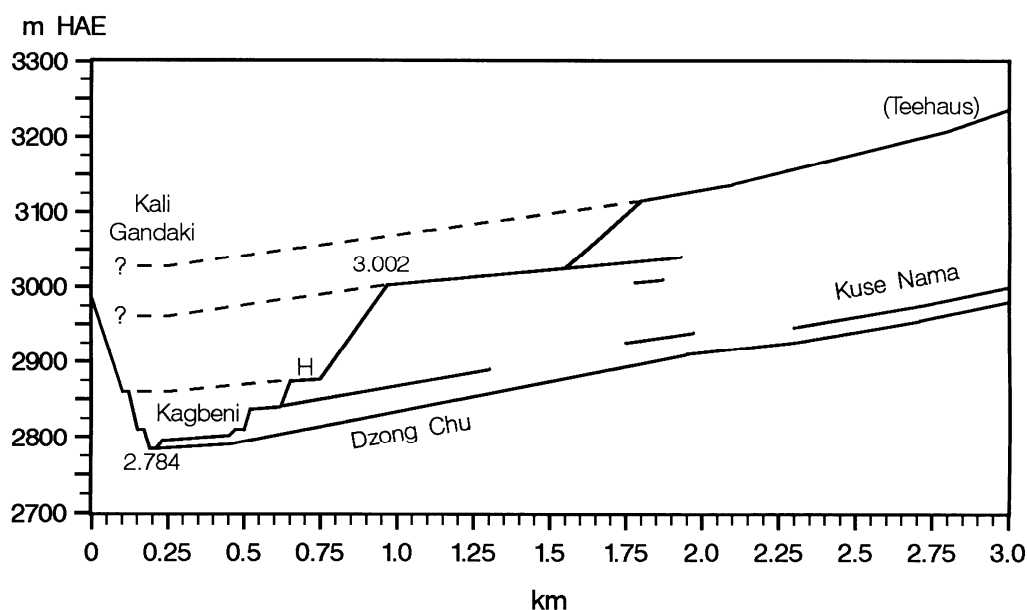


Abb. 5.2: Kali Gandaki Talquerprofil (WNW-ESE) an der Mündung des Dzong Chu bei Kagbeni (2,5-fach überhöht).

Die gestrichelten Linien kennzeichnen die Extrapolation der Schwemmfächer- bzw. Terrassenniveaus des Dzong Chu für die Rekonstruktion der entsprechenden ehemaligen Niveaus der Kali Gandaki. H = Heliport von Kagbeni.

in einer durch die Mündung des Dzong Chu verursachten Prallhangsituation (s. Abb. 5.6, S. 135), die ehemaligen Vorfluterniveaus extrapoliert (Tab. 5.1 u. Abb. 5.2). Nach diesem Ansatz läßt sich die oberste Terrasse (Kb-VI), auf der die Ruine eines Teehauses steht und für die ein ehemaliges Vorfluterniveau bei 3.028 m HAE berechnet wurde, mit der fluvialen Aufschüttung am Ende der Seesedimentation, also dem „Ausgangsniveau“ im Raum Jomsom (Tab. 4.8, S. 112), parallelisieren.

Für die auf 3.002 m HAE endende, nächst tiefere Terrasse Kb-V (Tab. 5.1) ergibt sich ein extrapoliertes, ehemaliges Vorfluterniveau von 2.961 m HAE bei Kagbeni. Wegen der deutlichen Ausprägung dieser Terrasse in der Talweitung zwischen Kagbeni und Ekleibathi war zu vermuten, daß die Terrasse Kb-V mit dem 2.905-m-Niveau bei Jomsom (Kap. 4.2.2.1) korrespondiert (s. auch KUHLE 1982, Bd. 2, Abb. 29, Seg. 4/5). Allerdings besteht zwischen den Terrassenresten in den Talweitungen von Jomsom bzw. Kagbeni keine unmittelbare Anbindung, so daß dies morphologisch nicht direkt nachzuweisen ist. Die Analyse der ehemaligen Neigungsverhältnisse zwischen dem extrapolierten Terrassenniveau bei Kagbeni (2.961 m HAE) und dem Terrassenrest bei Jomsom Nord (HP 2.904±10 m in Abb. 4.13, S. 108) ergibt bei einer Distanz von 6,666 km für dieses Terrassenniveau eine mittlere Neigung von 0,84% oder 0,48°. Dies scheint der Feststellung einer weitgehend einheitlichen Höhenlage des 2.905-m-Niveaus in der Talweitung von Jomsom (Kap. 4.2.2.1, S. 112) zunächst zu widersprechen. Allerdings wurde schon bei der Diskussion der Befunde im Raum Jomsom darauf hingewiesen, daß wegen der Meßmethodik ein Einfallen der Terrassenoberfläche in einer Größenordnung von <0,5° nicht auszuschließen sei (s. S. 112). Darüber hinaus ergibt sich mit einer mittleren Neigung von 0,84% ein Wert, der mit der mittleren Neigung des rezenten Schotterbetts der Kali Gandaki zwischen den genannten Punkten (0,98%) gut übereinstimmt. Deshalb wird davon ausgegangen, daß die Terrasse Kb-V mit dem 2.905-m-Niveau bei Jomsom korrespondiert und folglich auch ein gleiches Alter, nämlich etwa 21.455±220 cal BP (Kap. 4.2.2.1, S. 115) aufweist.

Zu der auf etwa 2.920 m endenden Terrasse Kb-IV (Tab. 5.1) können hier keine weiteren Aussagen gemacht werden, da sie nördlich des Dzong Chu, also in Nord-Mustang gelegen ist und nicht direkt untersucht werden konnte. Für die 90 m über dem rezenten Kali Gandaki Niveau auslaufende Terrasse Kb-III, auf der sich der Heliport von Kagbeni befindet, wird anhand von Hangneigungsmessungen vermutet, daß sie genetisch mit dem 2% niedriger gelegenen Terrassenrest westlich der Kali Gandaki in Zusammenhang steht und damit bei Kagbeni ein etwa 80 m über dem rezenten Schotterbett der Kali Gandaki gelegenes älteres Niveau kennzeichnet. Eine Korrelation der Terrasse Kb-III, sowie der beiden tiefer gelegenen Terrassen Kb-II und Kb-I mit der Abfolge bei Jomsom war allerdings nicht möglich, da die genannten Niveaus selbst mit der Abfolge der Kali Gandaki Terrassen im etwa 1,2 km südlich gelegenen Ekleibathi nicht eindeutig parallelisierbar sind.

Sowohl die Terrassenoberflächen als auch die zwischen den unterschiedlichen Niveaus entwickelten, in der Regel 30 – 33° geneigten Schutthänge, können als relativ stabil angesehen werden. Dagegen ist das Bachbett des Dzong Chu, das eine mittlere Neigung von 6,7% bzw. 3,8° aufweist, als morphologisch aktiv einzustufen. Dies belegen die diversen Wildbachverbauungen entlang des Bachbetts. Über längere Zeiträume ist eindeutig von einer Einschneidung des Dzong Chu auszugehen. Ob sich die Bachsohle rezent aber als „in latenter Erosion“ befindlich oder als „Umlagerungsstrecke“ zu charakterisieren ist (KARL & MANGELSDORF 1982, 92), konnte im Rahmen der Untersuchungen nicht geklärt werden.

Besonderes landschaftsökologisches Kennzeichen des unteren Talabschnitts ist die ackerbaulich intensiv genutzte Bewässerungsoase von Kagbeni (s. Abb. 5.6, S. 134), die in Kapitel 5.2.1 ausführlich diskutiert wird. Sie umfaßt den Schwemmfächer des Dzong Chu und einen Teil der niedriger gelegenen Kali Gandaki Terrassen südlich Kagbeni (Abb. 5.7, S. 136). Darüber hinaus erstreckt sich die Bewässerungsoase auf mehreren Terrassen etwa 600 m talaufwärts des Dzong Chu (s. Kap. 5.2.1).

5.1.2 Mittleres Muktinath Tal

Das Mittlere Muktinath Tal, das von Kuse Nama über Phudzeling bis Khyinga reicht (s. Abb. 5.1), hat ähnliche physische Kennzeichen wie der untere Talabschnitt. Das heißt, daß auch dieser Abschnitt lithologisch durch tiefgründige, mäßig verfestigte, vornehmlich fluviale Sedimente gekennzeichnet ist. Da im mittleren Talabschnitt rezente Bewässerungsareale fehlen, besteht die Vegetation hier, abgesehen von zwei Quellmooren nördlich des Dzong Chu nach MIEHE (1982, Kartenbeilage; s. Tab. 2.10, S. 42) aus der „Dornzwergstrauchpolsterformation der Hochgebirgshalbwüste“, die in Tiefenlinien stellenweise durch Galeriestrauchformationen ergänzt wird. Aus der Übereinstimmung der Vegetation im unteren und mittleren Talabschnitt läßt sich ableiten, daß für den mittleren Abschnitt mit ähnlichen thermo-hygrischen Bedingungen wie in Kagbeni zu rechnen ist.

In der Überblicksaufnahme des mittleren Talabschnitts (Abb. 5.3) ist eine dominante Geländestufe mit weißen Pfeilen gekennzeichnet, die den Übergang von der hochgelegenen Terrasse zur eingetieften Talsohle markiert. Bei dieser Terrassenkante, die mit etwa 3,5 – 4,0° ansteigt, handelt es sich um die Fortsetzung der für den unteren Talabschnitt diskutierten Terrasse Kb-V (Tab. 5.1), der über die Parallelisierung mit dem 2.905-m-Niveau bei Jomsom ein Alter von etwa 21.455±220 cal BP (s. Kap. 4.2.2.1, S. 115) zugeordnet werden kann.

Diesem Niveau sitzen nördlich des Dzong Chu mächtige Hangfuß- bzw. Schuttkegelablagerungen auf, deren Oberflächen mit 9 – 12° zum Dzong Chu einfallen. Diese Hangfuß- bzw. Schuttkegelablagerungen werden von intermittierenden

Tiefenlinien (s. Abb. 5.1), die gen Norden an der Wasserscheide ansetzen, zerschnitten. Südlich des Dzong Chu fehlen entsprechende Formen. Zudem ist dort eine wesentlich geringere aktuelle fluviale Dynamik festzustellen. Dies dürfte insbesondere auf Unterschiede in der Lithologie sowie die relativ großen Einzugsgebiete der Tiefenlinien nördlich des Dzong Chu zurückzuführen sein. Ob auch klimatische Unterschiede (Luv- und Leeeffekte sowie Süd- bzw. Nordexposition der Hänge) zu dieser Talasymmetrie beitragen, läßt sich wegen fehlender klimatologischer Beobachtungen nur schwer einschätzen.

Zwischen Phudzing und Khyinga liegen nördlich des Dzong Chu über dem Niveau der Terrasse Kb-V lithologisch heterogene, blockreiche, matrixgestützte Sedimente. Parallel dazu ist südlich des Dzong Chu ein Teil der westlich von Khyinga gelegenen Terrassenoberfläche durch ein zwar verwaschenes, aber deutlich erkennbares, unruhiges Relief gekennzeichnet. Da diese Terrasse in einer etwa 30 m hohen Steilwand zum Dzong Chu abbricht, war eine eingehende Analyse der Sedimentstrukturen nicht möglich. Vermutlich sind diese Ablagerungen aber glazialen Ursprungs. Mittels einer mDGPS-Messung wurde die westlichste bzw. tiefste Lage der vermutlich glazialen Sedimente nördlich des Dzong Chu mit

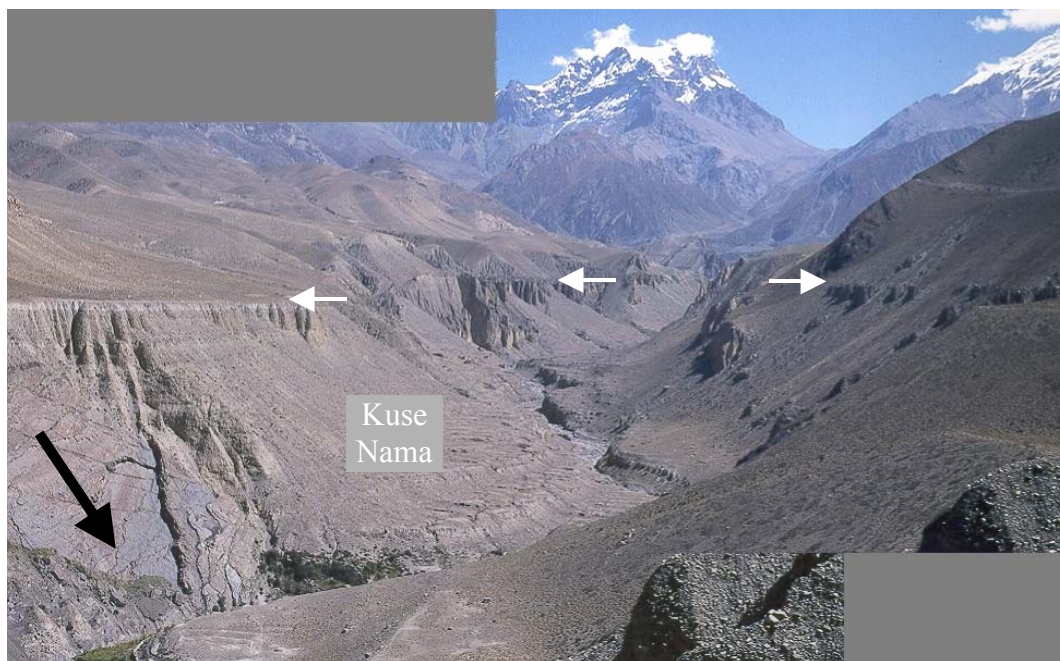


Abb. 5.3: Das Mittlere Muktinath Tal (Photo: J. Baade)

Im Vordergrund (links, schwarzer Pfeil) die Rutschung, die die Grenze zwischen dem unteren und mittleren Talabschnitt markiert; in der Bildmitte am Talgrund die Flurwüstungen von Kuse Nama und Phudzing; im Hintergrund der Yagawa Kang (6.481 m) und der Thorong La (5.416 m); weiße Pfeile markieren die im Text diskutierte Terrassenkante

28,82967° N / 83,82263° E und 3.256 m HAE (= 3.287 m ALT) bestimmt. Südlich des Dzong Chu ist das westliche Ende bzw. die tiefste Lage der Sedimente schwieriger abzugrenzen. Hier dürfte die Grenze bei 28,82809° N / 83,81590° E und 3.235 m HAE (= 3.266 m ALT) liegen. Diese Positionen entsprechen südlich des Dzong Chu einer Entfernung von der Mündung in die Kali Gandaki von 3,5 km und auf der nördlichen Seite von 4,15 km. Im Vergleich dazu ist der Kartierung von KUHLE (1982, Abb. 184) bei einer ähnlichen Höhenlage der maximalen wärmzeitlichen Eisrandlage (n. KUHLE 1982, 150: 3.245 m) mit einer Distanz zwischen der Eisrandlage und der Mündung des Dzong Chu von 5,8 km eine geringere Ausdehnung letzteiszeitlicher, glazigener Sedimente zu entnehmen. Auch nach IWATA et al. (1982, 88) beschränkt sich der Bereich der letztglazialen Überprägung durch die „Kingar stage moraine“ auf das Gebiet östlich von Khyinga, also das Obere Muktinath Tal. Um diesen Widerspruch aufzuklären, sind weitere, speziell auf die quartäre Genese zielende Untersuchungen im Muktinath Tal notwendig.

Parallel zur Entwicklung der Erosionsbasis (Kap. 4.2) hat der Dzong Chu in die jungpleistozänen Sedimente ein Tal eingetieft, das ausgehend vom Talquerschnitt und der Hangdynamik am treffendsten als „Wannental“ (LESER 1998, 138) anzusprechen ist. In Abbildung 5.3 ist deutlich ein Talsohlenniveau zu erkennen, das bezogen auf die oben diskutierte Geländekante etwa 180 m niedriger liegt. Beiderseits des Dzong Chu ist dieses Talsohlenniveau durch anthropogene Terrassen stark überprägt (Abb. 5.3). Im Gegensatz zum unteren Talabschnitt handelt es sich dabei aber um Flurwüstungen (Kuse Nama und Phudzeling), die heute nur noch für eine extensive Weidewirtschaft (Ziegen) genutzt werden. Rezent ist der Dzong Chu, der zwischen Khyinga und Kuse Nama eine mittlere Neigung von 7,5% bzw. 4,3° aufweist, kastenförmig etwa 20 m tief in das Talsohlenniveau eingeschnitten. Die zeitliche Einordnung dieser Einschneidung sowie der Zusammenhang zwischen dieser Einschneidung und den Flurwüstungen wird in Kapitel 5.2.2 diskutiert.

5.1.3 Oberes Muktinath Tal

Mit Ausnahme von Kagbeni konzentrieren sich die rezenten Siedlungen im Muktinath Tal auf den oberen Talabschnitt (s. Abb. 5.1 u. Abb. 5.4). Diese Siedlungskonzentration, die auf ein komplexes Zusammenspiel physisch-geographischer und kulturhistorischer Faktoren zurückzuführen ist, bedingt im Oberen Muktinath Tal eine intensive Flächennutzung und einen hohen Anteil anthropogen überformter Flächen. Lokalklimatisch ist das Obere Muktinath Tal der feuchten Hangzone mit einer gegenüber der trockenen Talsohle des Thakkhola deutlich erhöhten Niederschlagsmenge (375 mm a⁻¹ in Muktinath) zuzuordnen (s. Kap. 2.2.1.2). Durch mehrere perennierende Wasserläufe, die in der Regel Anschluß an Gletscher oder perennierende Schneeflecken haben, sind zudem weitflächig Ansatzpunkte für den

Bewässerungsfeldbau gegeben. Darüber hinaus sind die Substrat- und Reliefverhältnisse in dem weiten Talbecken von Muktinath prinzipiell förderlich für die Anlage eines komplexen Bewässerungsnetzes und Terrassensystems. Kulturhistorisch dürfte die im Vergleich zu anderen Nebentälern der Kali Gandaki deutlich dichtere Besiedlung dieses Gebiets auf zwei Faktoren zurückzuführen sein. Einerseits ist hier auf die Lage am Fuß des Thorong Passes, der als Teil eines überregionalen E-W-verlaufenden Handelswegs die Verbindung zum östlich benachbarten Manang Tal herstellt (POHLE 1993, 58; SEEGER 1997, 86), hinzuweisen. Andererseits dürfte auch in diesem Zusammenhang das Heiligtum von Muktinath, das sowohl im Hinduismus als auch im Buddhismus einen hohen Stellenwert besitzt und schon in einem um 300 BC datierten Epos als bedeutende Pilgerstätte Erwähnung findet (MESSERSCHMIDT 1989, 100), eine große Rolle spielen.

Allerdings hat die geomorphologische Kartierung gezeigt, daß weite Teile des Oberen Muktinath Tals instabile Oberflächen aufweisen (auch KUHLE 1982, Abb. 184; IWATA et al. 1982, 88; FORT 1987, 227). Während im Bereich von Dzong und am Ausgang des Tals vom Thorong Paß noch ungestörte glazifluviale und fluviale Niveaus zu erkennen sind, wird die Geomorphologie des Muktinath Beckens vor allem in den Lagen unter 3.600 m weiträumig durch tiefgründige Rutschungen geprägt (s. Abb. 5.46, S. 198). Dabei ist das gehäufte Auftreten von Rutschungen



Abb. 5.4: Das Obere Muktinath Tal; Blick gen Süden vom Mustang Peak
(Photo: J. Baade)

darauf zurückzuführen, daß zwischen Khyinga im Westen und Muktinath im Osten sowohl an der Oberfläche als auch im Liegenden der quartären Decksedimente tektonisch gestörte Schiefer, die sog. Spiti Shales (MOUTERDE 1971, 158; FORT 1987, 235) anstehen, die bis in Tiefen von mehreren Dekametern stark zerrüttet sind. In einigen Bereichen (z.B. westlich von Puta) liegen stark zerrüttete Schiefer unter jungpleistozänen Sedimenten, die an der Oberfläche keinerlei Hinweise auf Störungen zeigen. Obwohl ältere tektonische Bewegungen als Ursache der Zerrüttung nicht auszuschließen sind, ergibt sich insbesondere westlich von Puta der Eindruck, daß die tiefgründige Zerrüttung der Schiefer hier auf Rutschungsaktivitäten zurückzuführen ist, die zeitlich vor die Ablagerung der jungpleistozänen Decksedimente zu stellen sind. Zumindest teilweise dürfte es sich also bei den heute aktiven Rutschungen um in der Anlage ältere Formen handeln, die während der letzteiszeitlichen Akkumulationsphase durch die glaziale und glazifluviale Talverfüllung zunächst konserviert und nach der weitgehenden Ausräumung dieser Talverfüllung wieder aktiviert wurden. Da der hiermit verbundene Zeithorizont allerdings weit außerhalb der Zeitscheibe II (Kap. 3.1.2, S. 56) liegt, wurde dieser Vermutung nicht weiter nachgegangen.

Setzt man das Verteilungsmuster der Siedlungsplätze in Beziehung zur Geomorphologie, so ist festzustellen, daß sowohl die rezenten Siedlungen als auch die Mehrzahl der Ortswüstungen (z.B. Rhamkar und Khyinga-Khalun) auf langfristig stabilen Standorten angelegt sind, die im Fall von Dzong, Jharkot, Rhamkar und Khyinga-Khalun zusätzlich günstige Voraussetzungen für eine Verteidigung bieten. Da es sich bei diesen Lokalitäten in der Regel um Kuppenstandorte handelt, ist es jedoch unvermeidbar, daß die zugehörigen Feldterrassen und insbesondere die Bewässerungskanäle instabile Areale einnehmen bzw. diese queren. Inwiefern sich die Morphodynamik angesichts dieser Konstellation auf die Siedlungsentwicklung ausgewirkt hat, wird in Kapitel 5.2.3 eingehend diskutiert.

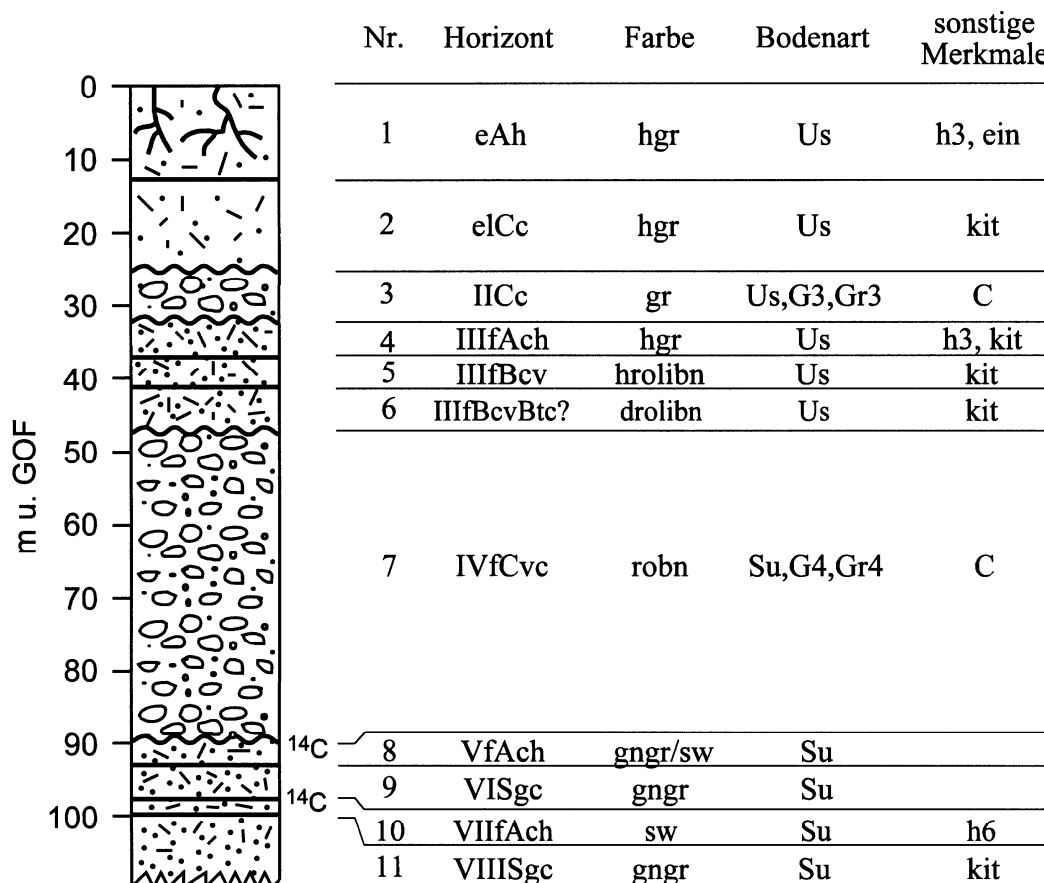
So die Einschätzung richtig ist, daß glazigene Sedimente bis in den mittleren Talabschnitt reichen (s.o.), müssen weite Bereiche des Oberen Muktinath Tals eine glaziale Formung erfahren haben. Wegen der starken Überprägung durch Rutschungen kommt dies in der Oberflächenformung aber nicht zur Geltung. Die Rutschungen sind auch der Grund, weshalb es relativ schwierig ist, Zusammenhänge zwischen den Resten originär glazigenen Formenschatzes herzustellen und über die Rekonstruktion der einzelnen Rückzugsphasen den Beginn der Einschneidung zeitlich einzugrenzen. Nach der Einschätzung von KUHLE (1982), der eine geringere Ausdehnung der Gletscher im Muktinath Tal annimmt, soll sich der „Jhong Khola-Gletscher“ ausgehend von der hochglazialen Eisrandlage bei 3.245 m (1982, 150) bis zum Taglung-Stadium (15 – 14,25 ka BP) in eine Höhe von ca. 3.600 m und bis zum Sirkung-Stadium (13,5 – 13,0 ka BP) in eine Höhe von 3.870 m zurückgezogen haben (1982, 155ff.). Somit wären weite Teile des Muktinath

Beckens bereits in KUHLE's Spät-Glazial (s. Tab. 2.5, S. 31) eisfrei gewesen.

In diesem Zusammenhang sind die Ergebnisse der Datierung an Holzkohle aus einem Aufschluß im Bereich der Gemarkung Tzaratang, nordöstlich von Dzong (s. Abb. 5.1, S. 122) in einer Höhenlage von ca. 3.720 m HAE von Interesse. Durch einen künstlichen Graben sind dort die Deckschichten des Schwemmfächers, der am Fuß des Mustang Peak ansetzt und glazigene Sedimente überdeckt, bis zu einer Tiefe von 1,1 m angeschnitten (s. Abb. 5.5). Neben einem mehrmaligen Wechsel von sandig-schluffigen und kiesig-grusigen Lagen, der für eine Schwemm- bzw. Schuttfächersituation im Hochgebirge zu erwarten ist, zeigt der Aufschluß eine markante, substratübergreifende, farbliche Differenzierung. Unterhalb der 37 cm mächtigen grauen Deckschicht, die nach Farbton und Körnung in 4 Lagen (1 bis 4 in Abb. 5.5) zu unterteilen ist, folgt bis 90 cm u. GOF ein rötlich-brauner Komplex, wobei die sandig-schluffige Lage 6 in 41 – 47 cm u. GOF die intensivste Rotfärbung zeigt. In den unteren 20 cm des Aufschlusses (Lage 8 bis 11) ist dagegen ein Wechsel von grün-grauen bzw. grüngrau bis schwarzen Lagen zu erkennen.

Die markante, substratübergreifende farbliche Differenzierung des Profils und die Carbonatkrusten am Skelettanteil der Substratlagen 3 und 7 sind deutliche Hinweise auf mehrere Bodenbildungsphasen. Allerdings wird die eindeutige Ansprache der Horizonte und damit der vorliegenden Bodentypen dadurch erschwert, daß das gesamte Profil „carbonatreich“ (s. AG BODEN 1994, 110) ist und über die Geländeaufnahme hinaus keine Laboranalysen vorliegen. Unter Berücksichtigung der in Abbildung 5.5 dokumentierten Merkmale und auf der Grundlage von AG BODEN (1994) wird das Profil als eine Abfolge von drei autochthonen Bodenbildungen interpretiert. Bei den 4 Lagen an der Basis des Aufschlusses (90 – 108 cm u. GOF), deren Färbung auf reduzierte Eisenverbindungen schließen läßt (s. AG BODEN 1994, 112), dürfte es sich um ein bzw. zwei Haftnässepseudogleye (SHn) handeln, die in einer längeren Feuchtphase entstanden sind. Abgesehen von der sehr einheitlichen Färbung waren jedoch keine weiteren Hydromorphiemerkmale zu erkennen. Im Hangenden folgt der rötlich-braune Komplex, der sowohl die 40 cm mächtige kiesig-grusige Lage 7, als auch die schluffigen Lagen 5 und 6 umfaßt. Im allgemeinen wird davon ausgegangen, daß eine Verbraunung, die in der Färbung dieses Komplexes zum Ausdruck kommt, erst im Zuge einer Entkalkung und Entbasung erfolgt (CATT 1992, 149; SCHACHTSCHABEL et al. 1989, 371f.; KUNTZE et al. 1994, 232). Folglich ist der hohe Carbonatgehalt insbesondere in den rötlichen Schlufflagen als Indiz für eine sekundäre Carbonatausfällung zu werten. Da Korngrößenanalysen, die eine Quantifizierung der Differenz des Tongehalts zwischen den beiden rötlichen, schluffigen Lagen 5 und 6 erlauben würden, nicht vorliegen, ist unsicher, ob der intensiver gefärbte Horizont 6 tatsächlich als fBt-Horizont angesprochen werden kann (s. AG BODEN 1994, 94f.). In der einfacheren

Variante, in der die rötlichen Schlufflagen als fBcv-Horizonte anzusprechen wären, würde der rötlich-braune Komplex unter Einbeziehung der hangenden hellgrauen Schlufflage 4 eine weitgehend vollständig erhaltene fossile



Legende:

	Ton und Schluff		Ton, Schluff, Sand ungeschichtet
	Sand		Ton, Schluff, Sand geschichtet
	Kies		Groblage (Sand, Kies, Steine) geschichtet
	Grus		
	Steine		Keramik
			Wurzeln, Wurzelgänge

Abb. 5.5: Aufschluß Deckschicht Tzaratang
(28,83317° N / 83,86668 E, ca. 3.720 m HAE; avgGPS-Messung)

(Kurzzeichen nach AG BODEN 1994)

Kalkbraunerde (BBc) repräsentieren. So die intensivere Rotfärbung in Lage 4 als hinreichender Indikator für einen höheren Tongehalt angesehen werden kann, würde dieser Komplex eine fossile Parabraunerde-Braunerde (LL-BB) darstellen, die in einer späteren Phase zunächst von gröberen (Lage 3) und später von feineren Hangsedimenten (Lage 1 u. 2) überschüttet wurde. In diesen hangenden Sedimenten hat sich unter den rezenten Bedingungen eine Rendzina bzw. Pararendzina entwickelt. Daß es sich auch im Hangenden nicht allein um verlagertes Solummaterial, also einen M-Horizont (s. AG Boden 1994, 102) handelt, zeigt die Tatsache, daß die als elCc-Horizont bezeichnete Lage 2 im Gegensatz zum eAh-Horizont verbacken ist. Allerdings ist auch keiner der oberen Horizonte vollständig entkalkt. Daher wird vermutet, daß die Carbonatkrusten in den skelettreichen Lagen insbesondere auf laterale Hangwasserbewegungen zurückzuführen sind.

Aus den beiden basisnahen, grüngrau bis schwarzen Lagen 8 und 10 konnte Holzkohle geborgen werden. Die Datierung der Holzkohle aus 90 – 93 cm u. GOF (Lage 8) ergab ein Alter von 9.468 ± 47 a BP (UtC-7824), das einer kalibrierten Zeitspanne von entweder 8840 – 8810 cal BC oder 8600 – 8430 cal BC entspricht. Damit ist eindeutig belegt, daß die Lagen unter 3.720 m HAE (\approx 3.750 m ALT) im Oberen Muktinath Tal bereits zu einem sehr frühen Stadium des Holozäns, für das ein Beginn um 11.500 cal BP anzusetzen ist (s. ROBERTS 1998, 23), eisfrei waren und sich die Gletscher zu diesem Zeitpunkt bereits in die Seitentäler zurückgezogen hatten. Gleichzeitig bedeutet dies, daß die Einschneidung des Dzong Chu und seiner Quellflüsse in die letzteiszeitlichen Ablagerungen in Höhenlagen unter 3.700 m spätestens im frühen Holozän eingesetzt hat.

Da die datierte Holzkohle aus dem Top des liegenden Haftnässepseudogleys stammt, dürfte das Datum den Zeitpunkt der Bodenbildung in den liegenden Substraten relativ genau repräsentieren. Für die hangenden Böden kann aus der Datierung nur ein Maximalalter abgeleitet werden. Das bedeutet, daß mit Sicherheit nur gesagt werden kann, daß die Akkumulationen und die Bodenbildungen in diesen Sedimenten eindeutig holozänen Alters sind. Auf der Grundlage der Befunde zur überregionalen klimatischen Entwicklung (s. Tab. 2.6 u. 2.7, S. 35) wird vermutet, daß die der rezenten Bodenbildungsphase zugeordnete Rendzina bzw. Pararendzina die 3 bis 6 ka andauernde, jüngste aride Phase repräsentiert. Die durch einen markanten Farbwechsel gekennzeichnete Kalkbraunerde oder Parabraunerde wäre demnach in die feuchteren Phasen in der ersten Hälfte des Holozäns zu stellen. Dieser zeitlichen Zuordnung, die allein auf der sehr vagen Parallelisierung des Farbwechsels im Profil mit den großräumigen Klimaänderungen beruht, kann aber nur der Status einer Arbeitshypothese für künftige Untersuchungen zugebilligt werden. Immerhin wäre es auch denkbar, daß der markante Farbwechsel im Profil den einsetzenden anthropogenen Einfluß auf die Bodenentwicklung markiert. Weitere absolute Datierungen wären notwendig, um diese Frage zu klären.

5.2 Landschaftsgenese und Siedlungsentwicklung

In den vorangegangenen Abschnitten wurden die landschaftsökologischen Rahmenbedingungen in den drei Talabschnitten beleuchtet und die Befunde zur pleistozän-holozänen Morphogenese vor dem nachweislichen Einfluß des Menschen vorgestellt. Darauf aufbauend konzentrieren sich die folgenden Ausführungen auf die Arbeiten zum Landschaftswandel seit dem Siedlungsbeginn, der nach den archäologischen Untersuchungen (s. Kap. 2.7.2, S. 51) vor etwa 3.000 a anzusetzen ist. Da in den einzelnen Talabschnitten, wie bereits angedeutet, wegen der unterschiedlichen landschaftsökologischen Rahmenbedingungen unterschiedliche Schwerpunkte bei den Untersuchungen zu setzen waren, wird auch bei der folgenden Präsentation der Befunde und Ergebnisse die an den Talabschnitten orientierte Gliederung beibehalten.

5.2.1 Unteres Muktinath Tal

Der terrassierte und ackerbaulich genutzte Schwemmfächer des Dzong Chu bei Kagbeni (Abb. 5.6) stellt den Ausgangspunkt für die Untersuchungen zur Landschaftsgenese seit dem Siedlungsbeginn im Muktinath Tal dar. Ausschlaggebend dafür war die aus der Begehung Nord-Mustangs 1995 abgeleitete Erkenntnis, daß dieses gut aufgeschlossene Areal als rezent bewirtschaftete Typlokalität für die



Abb. 5.6: Anthropogen überprägter Schwemmfächer des Dzong Chu bei Kagbeni
(Photo: J. Baade, Herbst 1994)

Bewässerungslandwirtschaft bzw. Oasenkultur im semi-ariden Thakkhola angesehen werden kann. Im Gegensatz zu den rezent genutzten Flächen im Oberen Muktinath Tal fehlen hier zudem die störenden Einflüsse durch Rutschungen. Folglich war ein wesentliches Ziel der Untersuchungen in Kagbeni, zu klären, ob das aus dem aktuellen landschaftsökologischen Prozeßgefüge abgeleitete Funktionalmodell (S. 57f.), in dessen Zentrum die Bewässerungslandwirtschaft steht, auf den gesamten Zeitraum seit dem Beginn der permanenten Besiedlung übertragen werden darf und wie dies zu belegen ist.

Der Flächennutzungskarte von Kagbeni (Abb. 5.7) ist zu entnehmen, daß der Dzong Chu, der etwa 8 m in den Schwemmfächer eingetieft ist, diesen und die Ortschaft in einen südlichen und einen nördlichen Bereich teilt. Der alte Kern und die Burg von Kagbeni, für die nach GUTSCHOW (1994, 27; 1998, 61) ein Entstehungszeitraum zwischen 1568 und 1625 AD nachgewiesen ist, liegen nördlich des Gerinnes. Die schon im Zusammenhang mit der Diskussion der Siedlungsgeschichte (Kap. 2.7.2, S. 54) erwähnten Keramikfunde, die auf eine Siedlungstätigkeit seit der zweiten Hälfte des 12. Jh. hinweisen, stammen dagegen aus der südlich des Dzong Chu am Weg nach Muktinath gelegenen Wüstung Thana (s. POHLE 1993, Kartenbeilage).

Die ackerbauliche Nutzung im Rahmen des Bewässerungsfeldbaus beschränkt sich nicht nur auf den Schwemmfächer des Dzong Chu, sondern umfaßt auch die auf 2.837 m HAE bzw. 52 m über dem rezenten Vorfluterniveau gelegene Kali Gandaki Terasse (Abb. 5.6) sowie Terrassen entlang des Dzong Chu. Insgesamt beträgt die ackerbaulich genutzte Fläche von Kagbeni nach POHLE (1993, 61) etwa 35,5 ha. Die Wasserversorgung der Felder im Bereich des Schwemmfächers wird weitgehend über einen 300 m langen Kanal im Bett des Dzong Chu sichergestellt (Abb. 5.7). Dagegen erfolgt die Versorgung der Felder, die nördlich des Dzong Chu bzw. auf den höheren Terrassenniveaus liegen, über zwei Bewässerungskanäle, die etwa 1,7 km flußaufwärts bei 2.924 m HAE und schon jenseits der Rutschung, die das Untere Muktinath Tal gen Osten begrenzt (Abb. 5.3, S. 127), ansetzen. Da für den Transport des Wassers allein die Gravitation ausgenutzt wird und Wasserhebwerke offensichtlich unbekannt sind, handelt es sich nach der Klassifikation von UHLIG (1984, 19) folglich um ein „anthraquisch-fluxiales“ Bewässerungssystem.

Besonderes Kennzeichen des Dzong Chu Schwemmfächers ist eine mehrere Meter mächtige Feinsedimentauflage (s. Kap. 5.2.1.1), die von POHLE (1993, 60) als eine der natürlichen Vorteile („natural advantages“) dieses Standorts für den Ackerbau und die Besiedlung wird. Damit weist der Schwemmfächer bei Kagbeni deutliche Parallelen zu den Schwemmfächern bei Tiri und Thini auf und unterscheidet sich zugleich ebenso deutlich vom Panda Khola Schotterfächer (Abb. 2.5, S. 11), der keine Feinsedimentauflage trägt und ackerbaulich nicht genutzt wird.

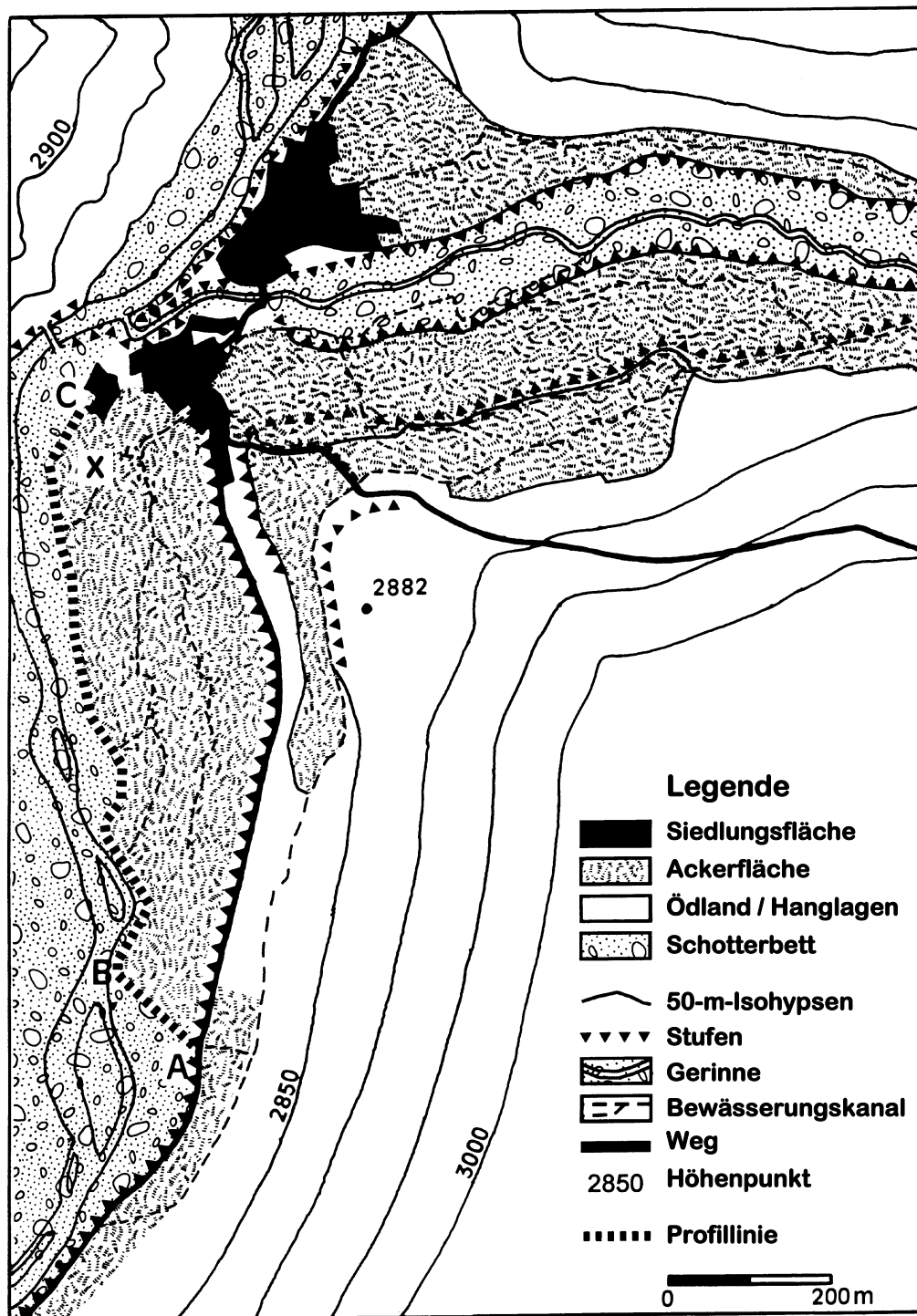


Abb. 5.7: Flächennutzungskarte von Kagbeni

(Kartengrundlage: POHLE 1993, Kagbeni: Land use and function of the buildings, 1:3.333)

Die Buchstaben kennzeichnen den Anfangs- (A), den Knick- (B) und den Endpunkt des Aufschlußprofils Kagbeni Schwemmfächer (Abb. 5.8).

Das Kreuz (X) markiert die Position des Aufschlusses Kagbeni Mitte.

In den folgenden Abschnitten werden die Befunde der detaillierten sedimentologisch-geomorphologischen Analyse des Dzong Chu Schwemmfächers, die Ergebnisse der bodenkundlichen Untersuchungen sowie der Datierungen vorgestellt und deren Bedeutung für die Landschafts- und Siedlungsentwicklung diskutiert. Streng genommen beziehen sich die Ausführungen nur auf den südlichen, etwa 13,3 ha großen Teil des Schwemmfächers, der durch Unterschneidung der Kali Gandaki an der westlichen und südlichen Kante fast vollständig aufgeschlossen und über das rezente Schotterbett zugänglich ist. Begehungen der anderen Fluren im Umfeld von Kagbeni haben jedoch gezeigt, daß die Ergebnisse übertragbar sind.

5.2.1.1 *Struktur des Dzong Chu Schwemmfächers*

Die sedimentologisch-geomorphologische Struktur der südlichen und westlichen Kante des Dzong Chu Schwemmfächers ist im Aufschlußprofil (Abb. 5.8) im Überblick dargestellt. Einzelne Profile (Kagbeni West I, West II, Buhne und Torbogen) werden im Kapitel 5.2.1.2 im Detail beschrieben und diskutiert (Abb. 5.12ff.). Insgesamt weist das Profil eine Länge von über 600 m auf. Um die Orientierung zu erleichtern, wurde es ausgehend vom stratigraphischen Aufbau in 3 Abschnitte gegliedert: Kb-Süd, Kb-West A und Kb-West B. Die Lage des Anfangs- (A), Knick- (B) und Endpunkts (C) der Profillinie ist der Flächennutzungskarte (Abb. 5.7) zu entnehmen. Als Basishöhe für die Aufschlußskizze wurde das Niveau des Kali Gandaki Schotterbetts im Jahr 1996 gewählt. Dessen leichtes Ansteigen gen Norden aber vernachlässigt ist. Durch eine Verlagerung des Hauptarms der Kali Gandaki zwischen 1997 und 1998 liegt deren rezenter Wasserspiegel im Bereich der SW-Spitze (Pkt. B) inzwischen aber nicht mehr 2,0 sondern 2,5 m unter der Terrassenoberfläche für die basierend auf einer sDGPS-Messung eine absolute Höhenlage von 2.785 m HAE angegeben werden kann.

Entlang der N-S-streichenden erosiven Kante des Schwemmfächers (C – B in Abb. 5.8) sind die beiden Abschnitte (Kb-West B und Kb-West A) anhand des unterschiedlichen Profilaufbaus deutlich zu unterscheiden. Im nördlichen Abschnitt (Kb-West B, s. auch Abb. 5.9) bestimmen drei sedimentologische Einheiten, nämlich eine liegende Groblage mit vornehmlich Grobkies sowie Steinen bis hin zu Großblöcken, eine gut geschichtete Schluff-, Sand-, Kieswechsellage und eine ungeschichtete Feinsedimentauflage die Stratigraphie des Schwemmfächers. Da die beiden unteren Einheiten gen Süden abtauchen, ist im Abschnitt Kb-West A, sowie entlang der südlichen Grenze des Schwemmfächers (Kb-Süd) nur die Feinsedimentauflage aufgeschlossen.

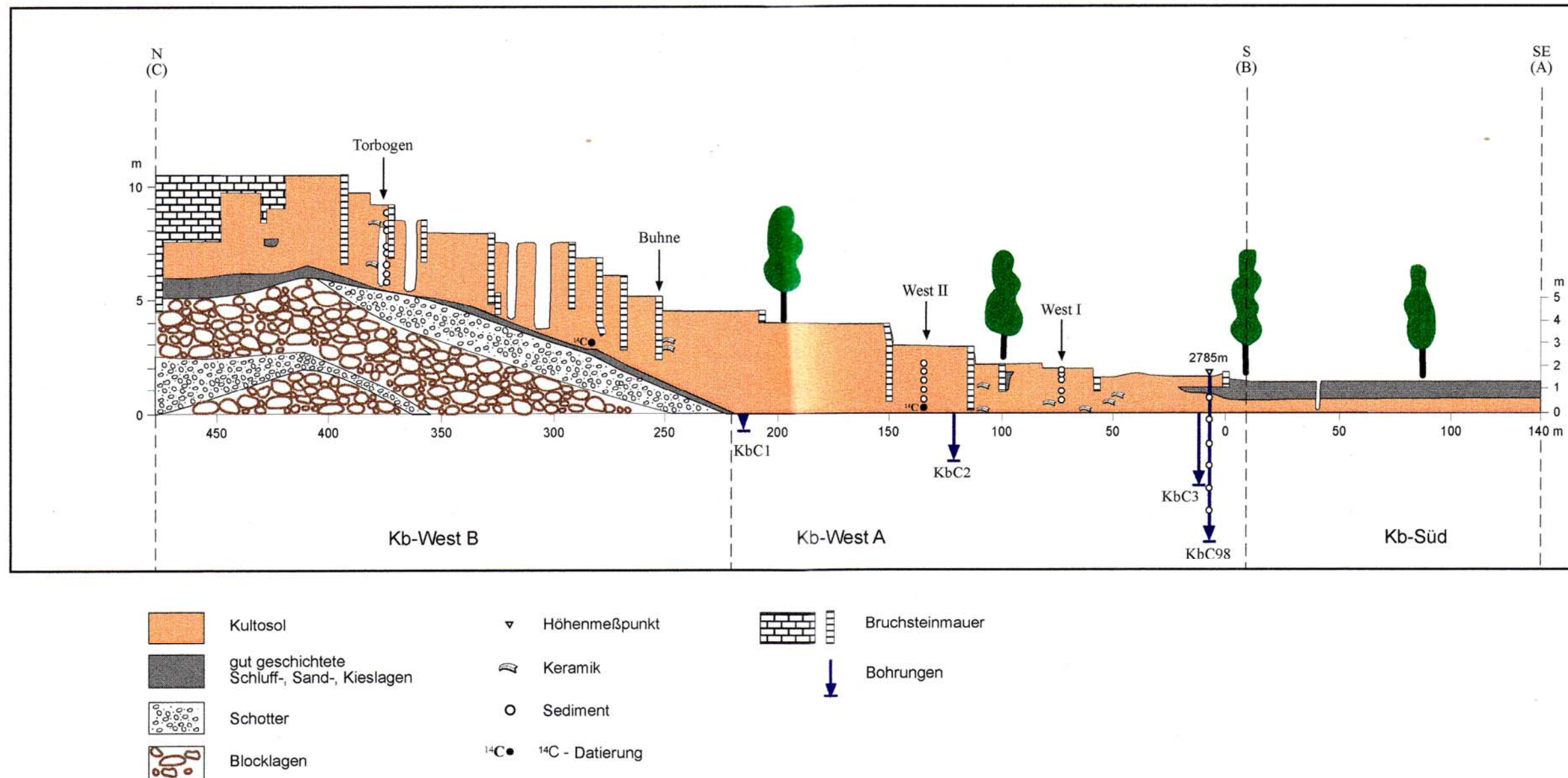


Abb. 5.8: Aufschlußskizze Dzong Chu Schwemmfächer 1:2.000, 10-fach überhöht

Die liegende Groblage, die in einer maximalen Mächtigkeit von 6 m aufgeschlossen ist, kann basierend auf sedimentologischen Kriterien wie Größe der Grobkomponenten, Matrixtyp und Lagerungsverhältnisse in zwei Subtypen (Schotter- bzw. Blocklagen) gegliedert werden. Bei den Schotterlagen, die in der Regel eine schluffig-sandige Matrix aufweisen, handelt es sich vermutlich um die kumulativen Ablagerungen von Hochwasser- bzw. kleineren Murereignissen, wie sie auch rezent annähernd jährlich im Dzong Chu zu beobachten sind. Dagegen muß es sich bei den Blocklagen, in denen Blöcke mit einer Längsachse von bis zu 1,5 m zu finden sind, um die Depositionen von extremen Ereignissen handeln.



Abb. 5.9: Aufschluß des Westrands des Dzong Chu Schwemmfächers im Abschnitt Kb-West B (Photo J. Baade)

Die Basis des Aufschlusses bildet die ‚Groblage‘, die hier in eine liegende Block- und eine hangende Schotterlage gegliedert werden kann. In der Feinsedimentauflage ist ein grobes Riß- bzw. Säulengefüge sowie eine bis annähernd zur Basis der Feinsedimentauflage durchziehende Bruchsteinmauer zu erkennen. Die ‚Übergangsschicht‘ fehlt in diesem Aufschluß.

Da weder in den Schotter- noch in den Blocklagen organisches Material zu finden war, ist die absolute zeitliche Stellung der Basis des Schwemmfächers nicht näher bestimmbar.

Auf die Groblage folgt im Hangenden eine zwischen 10 und 60 cm mächtige ‚Übergangsschicht‘ mit Wechsellagen von gut geschichteten, wenige cm mächtigen schluffigen, sandigen bzw. kiesigen Bändern (Abb. 5.10). Teilweise setzt diese Übergangsschicht aus (s. Abb. 5.8), vermutlich weil sie erodiert wurde. Gegenüber den liegenden Schotter- und Blocklagen weist die feinere Übergangsschicht auf eine Phase mit schwächerer Hydrodynamik sowie geringerem Sedimentaustrag aus und größerer Hangstabilität im Einzugsgebiet des Dzong Chu hin. Eine eigenständige zeitliche Einordnung anhand von Datierungen organischen Materials aus der Übergangsschicht war aber auch hier nicht möglich.

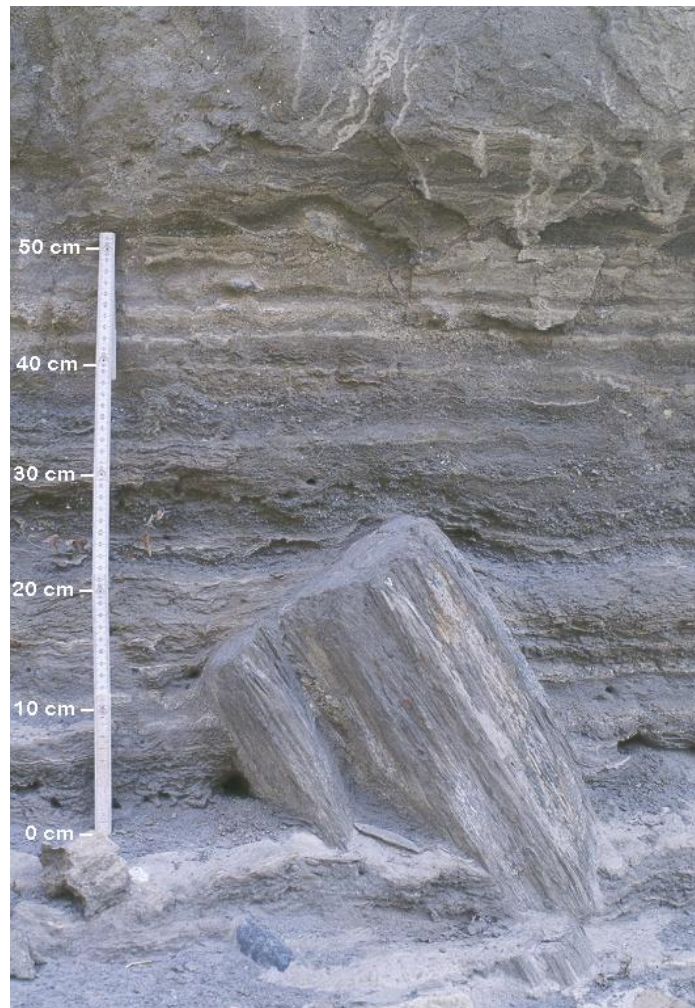


Abb. 5.10: Übergangsschicht im Bereich Kb-West B (bei ca. 425 m in Abb. 5.7)
(Photo J. Baade)

Der Übergangsschicht sitzt eine bis zu 5 m mächtige schluffige Feinsedimentauflage auf, deren Oberfläche terrassiert ist (Abb. 5.6 u. Abb. 5.8). Bei detaillierten Untersuchungen der liegenden Schichtgrenze zeigte sich an mehreren Stellen zwischen der geschichteten Übergangsschicht und der ungeschichteten, hangenden Feinauflage eine 10 bis 15 cm mächtige Lage mit Bruchstücken aus geschichtetem Schluff in einer schluffig-sandigen, ungeschichteten Matrix (Abb. 5.11). Ohne den weiteren Ergebnissen vorgreifen zu wollen, dürfte diese Lage den Beginn des Hackbaus auf dem Schwemmfächer des Dzong Chu repräsentieren.

Wesentliche Merkmale der ungeschichteten, häufig aber gebankten Feinsedimentauflage sind die teilweise bis zur Basis durchziehenden Bruchsteinmauern (Abb. 5.8 u. Abb. 5.9) und ein regellos verteilter Skelettanteil von 5 – 10%, der neben kantigen Gesteinsbruchstücken auch Keramikscherben beinhaltet. Zudem enthält diese Lage in geringen Mengen und wiederum regellos verteilt Holzkohle. In sehr begrenztem Umfang finden sich innerhalb der Feinsedimentauflage, in den Abschnitten Kb-West B und Kb-West A, gut geschichtete Schluff-, Sand- und Kies-Wechselagen (s. Abb. 5.8 bei 100 u. 425 lfd. m). Unter Berücksichtigung der Umrissform dieser Aufschlüsse werden diese Wechselagen als Ablagerungen in ehemaligen Be- und Entwässerungsgräben interpretiert.



Abb. 5.11: Grenze zwischen Kultsol (oben) und Übergangsschicht (Bildmitte) im Aufschluß Buhne (Photo: J. Baade)

Die Lage mit Bruchstücken geschichteten Schluffs oberhalb der geschichteten Übergangsschicht wird als Beginn des Ackerbaus auf dem Dzong Chu Schwemmfächer interpretiert.

Ausgehend von diesen bereits im Gelände identifizierbaren Merkmalen einer direkten und tiefgreifenden anthropogenen Einflußnahme auf die Entstehung der Feinsedimentauflage, ist diese in der Systematik der Böden der Klasse der „terrestrische[n] Kultosole“ (AG BODEN 1994, 203; AK BODENSYSTEMATIK 1998, 89) bzw. Anthrosole (KUNTZE et al. 1994, 293ff.; MÜCKENHAUSEN 1993, 452f.; SCHACHTSCHABEL et al. 1989, 399, 437; FAO et al. 1990, 54f.) anzusprechen. Basierend auf den diagnostischen Merkmalen der FAO-Klassifikation, die insgesamt vier Subtypen kennt, handelt es sich um ein „Cumulic Anthrosol (ATc)“, der in der Regel aus einer lange andauernden Bewässerung oder direkten Aufhöhung der Bodenoberfläche resultiert (FAO et al. 1990, 54f.). Dem entspricht nach AG BODEN (1994, 204) bzw. AK BODENSYSTEMATIK (1998, 90) der Bodentyp Kolluvisol (YK). In der deutschen Bodenkunde sind in diesem Zusammenhang zudem die Begriffe „Auftragsboden“ bzw. „Deposol“ gebräuchlich (BLUME 1989, 272), wobei KUNTZE et al. (1994, 294) in einer Fußnote darauf hinweisen, daß der Begriff „Deposol“ nach neuerer Auffassung keinen Boden sondern lediglich ein Substrate bezeichnet. In diesem Sinne wird im folgenden der Begriff Deposol auch Verwendung finden.

Während die Mächtigkeit des Deposols im Abschnitt Kb-West B etwa 5 m beträgt, ergibt sich im Abschnitt Kb-West A in dem entlang der Terrassenkante nur der Kultosol aufgeschlossen ist, eine deutliche Abnahme seiner Mächtigkeit von 4,9 m an der Grenze der beiden Abschnitte auf knapp 2 m an der Südwestspitze des Schwemmfächers (s. Abb. 5.8). Aus dem allmählichen Abtauchen der basalen Groblage sowie der Übergangsschicht im Abschnitt Kb-West B wurde geschlossen, daß die Oberfläche dieser Schichten und damit auch die Basis des Kultosols gen Süden unter das rezente Kali Gandaki Niveau abtaucht. Mit drei Peilstangenbohrungen (KbC1 bis KbC3 in Abb. 5.8), die im Frühjahr 1996 durchgeführt wurden und bei denen bis in Tiefen von 0,15 m (KbC1), 1,73 m (KbC2) und 2,82 m (KbC3) unter dem Bezugsniveau jeweils graubrauner sandiger Schluff bzw. schluffiger Sand erbohrt wurde, konnte diese Vermutung bestätigt werden. Im Herbst 1998 wurde zusätzlich in der südwestlichen Ecke des Schwemmfächers ausgehend von der Terrassenoberfläche (HP 2.785 m HAE in Abb. 5.8) eine Kernbohrung (KbC98) durchgeführt, die bis in eine Tiefe von ca. 6,1 m u. GOF Feinsedimente (s. Abb. 5.18) mit Holzkohlebruchstücken lieferte. Folglich liegt die Basis des Kultosols hier über 4 m unter dem 1996er Niveau des Kali Gandaki Schotterbetts. Aus diesem Befund ergibt sich eindeutig, daß das Kali Gandaki Niveau zu Beginn der Aufhöhung des Kultosols um mindestens 4 m niedriger als heute gelegen haben muß.

Entlang der südlichen erosiven Kante des Schwemmfächers (Kb-Süd) ist die Deckschicht zweigeteilt. Über dem Kultosol findet sich hier eine 0,7 m mächtige Lage mit gut geschichteten Wechsellagen von Schluff, Sand und Kies. Ob es sich

dabei auch um einen ehemaligen Be- und Entwässerungsgraben handelt, der hier in der Längsachse angeschnitten ist, konnte aber nicht abschließend geklärt werden. Auch eine zeitliche Zuordnung war wegen des Fehlens datierbaren Materials nicht möglich.

5.2.1.2 *Sedimentologische und bodenkundliche Befunde*

In Ergänzung zu der im vorangehenden Kapitel erläuterten Geländeaufnahme und ersten Charakterisierung der Kultosolaufage wurde diese an insgesamt 5 Aufschlüssen detaillierter untersucht und beprobt. Dabei wurden vor Ort Bestimmungen der natürlichen Lagerungsdichte sowie Messungen der magnetischen Suszeptibilität durchgeführt. Im Geoökologischen Labor wurden an den entnommenen Proben die in Kapitel 3.2.2 (S. 65ff.) erläuterten Analysen durchgeführt.

Diese Arbeiten hatten mehrere Ziele. Zunächst ging es um die intersubjektiv überprüfbare Charakterisierung und Einordnung des Kultosols. Darüber hinaus sollte geklärt werden, ob im Kultosol, der ein siedlungsnahes Geoarchiv darstellt, Hinweise auf Umweltbedingungen bzw. -veränderungen dokumentiert sind, die einen Bezug zur Siedlungsentwicklung haben. Unter den gegebenen klimatischen Bedingungen lag dabei die Frage nach einer möglichen Belastung des künstlich bewässerten Bodens durch Versalzung nahe (s. Kap. 3.1.2, S. 58). Primäres Ziel der Bestimmung der Gehalte an ausgewählten Schwermetallen war zwar, zu prüfen, ob sich Hinweise auf unterschiedliche Sedimentquellen für das deponierte Material ergeben. Gleichzeitig konnte mit diesen Analysen aber auch die Belastung der Böden mit Schwermetallen, überprüft werden. Schließlich sollte auf dem Hintergrund der Diskussion um die korrekte Ansprache der Feinsedimentaufage (s. S. 142) anhand ausgewählter Parameter geklärt werden, ob der Deposol Zeichen von „Abbau-, Aufbau- und Verlagerungsprozesse[n]“, also einer Bodenbildung, zeigt (KUNTZE et al. 1994, 226).

Da Grabungen im Bereich der rezent genutzten Felder nicht möglich waren, konzentrierten sich die Arbeiten auf den hervorragend aufgeschlossenen Rand des Schwemmfächers (Abb. 5.8). Im Abschnitt Kb-West A wurden die Aufschlüsse Kagbeni West 1 und Kagbeni West 2 und im Abschnitt Kb-West B die Aufschlüsse Kagbeni Buhne und Kagbeni Torbogen untersucht. Außerdem liegen Daten aus einer Lehmgrube (Aufschluß Kagbeni Mitte; zur Lage s. Abb. 5.7) vor, die im Bereich der rezent genutzten Felder gelegen ist. Zudem werden die Analysen der im Rahmen der Bohrung KbC98 entnommenen gestörten Proben präsentiert. Um die Ergebnisse der Aufschlußuntersuchungen besser einordnen zu können, wurde zudem Material von rezent bewirtschafteten Feldern bearbeitet (Abb. 5.12, S. 152).

In den Abbildungen 5.13 bis 5.18 (S. 152f.) sind für die genannten Aufschlüsse die Beschreibungen, die Korngrößenverteilung, die magnetische Suszeptibilität, die Lagerungsdichte, der Gehalt an organischer Substanz, der Carbonatgehalt und

der pH-Wert dargestellt. Ein zweiter Abbildungsblock (Abb. 5.19 bis 5.23, S. 154f.) zeigt, mit Ausnahme der Beschreibungen, der Korngrößenverteilung und der magnetischen Suszeptibilität, die genannten sowie die weiteren im Labor ermittelten sedimentologisch-bodenkundlichen Parameter. Dabei sind die Analysen aus den verschiedenen Aufschlüssen nach Parametern zusammengefaßt. Diese Darstellungsart wurde gewählt, um die „Tiefenfunktionen“ (CATT 1992, 129) und die Variabilität der verschiedenen Parameter zwischen den untersuchten Aufschlüssen besser beurteilen zu können. Die Aufschlüsse, denen die Proben entnommen wurden, bleiben aber über einheitliche Signaturen identifizierbar. Um den Vergleich mit den Befunden aus den Kultosolen in Kuse Nama und Phudzeling (Kap. 5.2.2.2) sowie Khyinga (Kap. 5.2.3.2) zu erleichtern, sind schließlich in den Tabellen 5.2 und 5.3 (S. 150f.) einschlägige statistischen Lageparameter für die Analysenergebnisse zusammengefaßt. In der Spalte „Tiefenfunktion“ wird der Korrelationskoeffizient nach PEARSON (r_{xy}) als quantitativer Indikator für die Tiefenabhängigkeit der Parameter und damit indirekt für Verlagerungsprozesse im Boden aufgeführt. Es ist jedoch zu beachten, daß r_{xy} nur ein Maß für die Stärke von linearen Abhängigkeiten darstellt (s. BAHRENBURG et al. 1990, 155f.).

Auf eine Darstellung und Diskussion der Anteile oxalat- und dithionitlöslicher Eisen- und Manganoxide wird in diesem Rahmen verzichtet. Zwar können diese Anteile unter bestimmten Umständen als Indikatoren für die Intensität der Verwitterung herangezogen werden (s. BÄUMLER et al. 1991; BÄUMLER & ZECH 1994). Wie aber die weiteren Ausführungen zeigen werden, sind die pH-Werte in den Kultosolen so hoch, daß mit einer Mobilisierung von Eisen erst gar nicht zu rechnen ist (s. BIRKELAND 1999, 95).

In den Aufschlußbeschreibungen (Abb. 5.13 bis 5.17, S. 152ff.) kommt über die gestrichelten Linien zum Ausdruck, daß die weitgehend homogen erscheinende Kultosolaufgabe anhand von makroskopischen Kennzeichen, wie Variation des Farbtons, des Skelettgehalts und des Bodengefüges weiter untergliedert werden kann. In der Regel handelt es sich bei diesen Grenzen, die in den einzelnen Aufschlüssen in unterschiedlicher Tiefe liegen, um mehr oder weniger diffuse Übergänge. Dabei sind die Variationen im Farbton und im Skelettgehalt mit Sicherheit auf Veränderungen des aufgetragenen Materials zurückzuführen. Der diffuse Charakter der Grenzen dürfte mit der landwirtschaftlichen Bearbeitung bei kontinuierlicher Materialzufuhr zusammenhängen. Teilweise sind die Grenzen aber auch als scharfe Bruchkanten und Überhänge ausgebildet (s. Abb. 5.9, S. 139), die eine Bankung bzw. ein grobes Schichtgefüge des Kultosols anzeigen. Die Schichtung ist häufig an der Basis von Lagen mit ausgeprägtem Riß- bzw. Säulengefüge zu beobachten (z.B. Grenze in 2,1 m u. GOF im Aufschluß Kagbeni West 2 (Abb. 5.15) sowie die beiden Grenzen im Aufschluß Buhne (Abb. 5.17)). Anfänglich wurde vermutet, daß diese Schichtung entweder markante Unterschiede in den

Substrateigenschaften anzeigt oder Auflassungsphasen markiert. Nach Abschluß der sedimentologisch-bodenkundlichen Analysen wurde diese These aber wieder verworfen.

Teilweise spiegelt sich die Untergliederung des Kultosols in den Ergebnissen der vor Ort durchgeführten Messungen der volumenspezifischen magnetischen Suszeptibilität wieder (Abb. 5.15 bis 5.17). Allerdings zeigt sich innerhalb der einzelnen Lagen gleichzeitig eine bedeutende Variabilität der insgesamt relativ niedrigen Werte (DEARING 1994, 15), so daß systematische, an die einzelnen Lagen gebundene Änderungen der magnetischen Suszeptibilität nicht festgestellt werden konnten.

Die weitgehende Homogenität des Materials und die Dominanz der Feinkomponente im Kultosol kommt in den Ergebnissen der Korngrößenanalysen zum Ausdruck (Abb. 5.13 bis 5.18). In den meisten Proben liegt der Skelettanteil (>2 mm) unter 10%. Dies entspricht den Ergebnissen der visuellen Abschätzung im Gelände (s. S. 137). Allerdings ist darauf hinzuweisen, daß die aus Nepal ausgeführte Probemenge aus ökonomischen Gründen in der Regel bei 200 g lag. Daher können die hier analytisch ermittelten Skelettanteile nicht repräsentativ sein (s. DIN 18123/2). Die Analyse der Kornfraktionen im Feinboden (<2 mm) ergab eine Dominanz der Bodenarten Slu und Ls2 (s. AG BODEN 1994, 134). Dies bedeutet, daß der Schluffanteil mehrheitlich zwischen 40 und 50% und der Tonanteil zwischen 8 und 25% liegt. Folglich ist das Substrat als schwach steiniger, schluffig-lehmiger Sand oder schwach steiniger, schwach sandiger Lehm anzusprechen (s. AG BODEN 1994, 135). Dabei macht der Vergleich der Korngrößenverteilung der Proben aus den Aufschlüssen (Abb. 5.13 bis 5.18) mit den Proben von rezent bearbeiteten Feldern (Abb. 5.12) deutlich, daß die für die Aufschlußproben festzustellende Variabilität mit der Tiefe ähnlich hoch ist, wie die räumliche Variabilität, die in den Oberflächenproben zum Ausdruck kommt.

Die Bestimmung der natürlichen Lagerungsdichte mit knapp 200 cm^3 großen, rechteckigen Stechzylindern (Fehler: ca. $\pm 5\%$) ergab erwartungsgemäß für den Bearbeitungshorizont eine geringere Trockenrohdichte als für die tieferen Lagen des Kultosols. Während für die rezent bearbeiteten Felder Werte zwischen $1,0$ und $1,35\text{ g cm}^{-3}$ ermittelt wurden (Abb. 5.12), ist die Rohdichte der Proben aus den Aufschlüssen (Abb. 5.13 bis 5.17) mit Werten zwischen $1,45$ und $1,75\text{ g cm}^{-3}$ im Mittel um 35% höher als im Bearbeitungshorizont. Die Zusammenstellung aller Ergebnisse (Dichte in Abb. 5.19) zeigt aber, daß im Kultosol unterhalb des Bearbeitungshorizonts keine regelhafte Zu- oder Abnahme der natürlichen Lagerungsdichte mit der Tiefe festzustellen ist.

Der Humusgehalt (org. Sub. in Abb. 5.12 bis 5.19) liegt im rezent bearbeiteten Oberboden (Abb. 5.12) mit Ausnahme einer Probe zwischen 5 und 7 Masse-%. Nach AG BODEN (1994, 108) ist der Oberboden somit als „stark humos“ zu klassi-

fizieren. Bis zu einer Tiefe von 1,5 m u. GOF nimmt der Humusgehalt im Kultosol zunächst deutlich ab (Abb. 5.13 bis 5.19), während in größeren Tiefen ein relativ konstanter Wert von <1% bis 2% festzustellen ist. Unterhalb des Bearbeitungshorizonts ist der Kultosol folglich als „sehr schwach humos“ bis „schwach humos“ (AG BODEN 1994, 108) zu bezeichnen. Die hoch signifikante Abnahme des Humusgehalts in den oberen Metern weist auf eine intensive oberflächennahe Zersetzung der organischen Substanz und eine starke Abschwächung der entsprechenden Prozesse in größeren Tiefen hin.

Mit einem mittleren Carbonatgehalt (CaCO_3 in Abb. 5.12 bis 5.19) von $21 \pm 6\%$ (Mittelwert \pm Standardabweichung) und Einzelwerten zwischen 10% und 35% ist der Kultosol als „carbonatreich“ bis „sehr carbonatreich“ (AG BODEN 1994, 110) zu charakterisieren. Dabei deutet sich in mehreren Aufschlüssen (Abb. 5.13, 5.14, 5.15) eine Differenzierung mit der Tiefe an, wobei die Werte in den oberen Lagen um etwa 10% höher liegen als in den unteren. In der zusammenfassenden Darstellung aller Proben (Abb. 5.19) fällt es angesichts der starken Streuung der Werte insbesondere in 0 bis 1 m u. GOF allerdings schwer eine regelhafte Entwicklung mit der Tiefe zu erkennen. Dies zeigt sich auch in der Korrelationsanalyse nach PEARSON (s. BAHRENBERG et al. 1990, 146ff.), die zwar einen signifikanten, aber mit einem Korrelationskoeffizienten (r_{xy}) von 0,354 nur schwachen, gleichsinnigen Zusammenhang mit dem Abstand von der Geländeoberfläche ergibt (s. Tab. 5.2).

Dem hohen Carbonatgehalt entsprechend liegen die gemessenen pH-Werte zwischen pH 7,6 und 8,1. Dabei ist in allen Aufschlüssen (Abb. 5.13 bis 5.19), innerhalb dieses relativ engen Rahmens, eine signifikante Abnahme des pH-Werts mit der Tiefe, insbesondere in den oberen 2 m, festzustellen (s. Tab. 5.2). Unter Berücksichtigung der Standardabweichung berechnet sich ein mittlerer pH-Wert von $7,9 \pm 0,1$. Folglich ergibt sich für den Kultosol nach AG BODEN (1994, 331) eine Zuordnung zu den Böden mit „schwach alkalischer“ Bodenreaktion.

Mit Werten zwischen $0,2$ und $3,1 \text{ mS cm}^{-1}$ dokumentiert die Messung der elektrischen Leitfähigkeit (EC_w ; EC in Abb. 5.19), die am Wasserextrakt eines Boden-Wasser-Gemisches (1:2) durchgeführt wurde (s. Kap. 3.2.2.1, S. 66f.), eine beträchtliche Spannweite für diesen Parameter. Ausgehend von der pflanzenökologischen Bewertung nach MUHR et al. (1963, zit. in GUPTA & GUPTA 1997, 53) reicht die elektrische Leitfähigkeit der Proben von dem Bereich, der keine Auswirkungen auf den Ertrag hat ($<1 \text{ mS cm}^{-1}$) bis in den Bereich, in dem gravierende Ertragsminderungen eintreten können ($> 3 \text{ mS cm}^{-1}$). Wie angesichts der stark negativen klimatologischen Wasserbilanz (s. Kap. 2.2.2.) zu erwarten war, stellt die Versalzung der künstlich bewässerten Böden also auch in Kagbeni ein potentiell Problem dar. Allerdings zeigt Abbildung 5.19, daß höhere, den Grenzwert von 1 bzw. 3 mS cm^{-1} überschreitende Werte auf die Proben aus dem Aufschluß Kagbeni Torbogen beschränkt sind. In der Aufschlußbeschreibung (s. Abb. 5.16) ist anhand der

geschichteten Feinsedimentauflage im Top des Aufschlusses zu erkennen, daß die Oberfläche dieses Aufschlusses seit längerer Zeit nicht mehr bearbeitet wurde. Mußte das Feld aufgelassen werden, weil der Versalzungsgrad zu hoch war, oder ist die hohe Leitfähigkeit im Boden eine Folge der Auflassung? Da nur im Profil Kagbeni Torbogen eine deutliche Zunahme der Leitfähigkeit mit abnehmender Tiefe u. GOF festzustellen ist, wird vermutet, daß die hohen Leitfähigkeiten in 0 bis 1 m u. GOF tatsächlich eine Folge der Auflassung und der damit einhergehenden Beendigung der künstlichen Wasserzufuhr sind. Umgekehrt deuten die geringeren EC_w -Werte der anderen Proben auf eine ausreichende Auswaschung von Salzen durch die Bewässerung und einen geringen Salzgehalt des Bewässerungswassers hin (s. KUNTZE et al. 1994, 341).

In den Abbildungen 5.20 und 5.21 sind weitere Parameter zusammengefaßt, die für den Stoffhaushalt der Böden und die Nährstoffversorgung der Pflanzen von primärer Bedeutung sind (s. SCHACHTSCHABEL et al. 1989, 90). Dabei zeigt Abbildung 5.20 die mit der Kationen-Austausch-Kapazität in Verbindung stehenden Größen. Dies sind der Gehalt an den austauschbaren basischen Kationen Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , und Na^+ , deren Summe im S-Wert zum Ausdruck kommt, der summarische Gehalt an austauschbaren sauren Kationen (H-Wert), die Kationen-Austausch-Kapazität (KAK_{eff} bzw. T-Wert) als Summe von S-Wert und H-Wert sowie der Basensättigungsgrad (BS), der sich als Quotient aus dem S-Wert und dem T-Wert berechnet (MÜCKENHAUSEN 1993, 235f.; AG BODEN 1994, 338f.).

Die Analyse der effektiven Kationen-Austausch-Kapazität (KAK_{eff} bzw. T-Wert) und der diese bestimmenden Parameter (Abb. 5.20 u. Tab. 5.2) macht über die mit 0 bis 0,7 cmol/z/kg sehr geringen H-Werte deutlich, daß die KAK_{eff} fast vollständig von den austauschbaren basischen Kationen (S-Wert) bestimmt wird. Dies kommt auch im mittleren Basensättigungsgrad (BS) zum Ausdruck, der über 99% liegt und damit in guter Übereinstimmung mit den hohen pH-Werten ist (s. SCHACHTSCHABEL et al. 1989, 105; AG BODEN 1994, 339; KUNTZE et al. 1994, 127). Neben dem summarischen Basensättigungsgrad (BS) wurde aus dem Gehalt der einzelnen Basen (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) und dem T-Wert auch der basenspezifische Sättigungsgrad berechnet (s. MÜCKENHAUSEN 1993, 235f.). Dabei zeigt sich eine hohe Ca-Sättigung des Kultursols, die im Mittel bei $85 \pm 5\%$ liegt. Die Mg-Sättigung beträgt noch ca. $13 \pm 4\%$, während die K- und die Na-Sättigung, mit durchschnittlich $1,1 \pm 1,1\%$ bzw. $0,6 \pm 0,5\%$ als gering anzusehen ist.

Im Hinblick auf die absolute Höhe der effektiven Kationen-Austausch-Kapazität (T-Wert), zeigen die Analysen, daß die Werte für die Proben aus den Aufschlüssen mehrheitlich zwischen 15 und 35 cmol/z/kg liegen während im rezent bearbeiteten Oberboden auch Werte von 45 cmol/z/kg erreicht werden. Eine signifikante Korrelation mit der Tiefe ist dabei aber nicht festzustellen. Obwohl die logarithmische Darstellung hier etwas verschleiern wirkt, fällt bei einer genaueren

Betrachtung der Analysenergebnisse auf, daß für die Proben aus dem Aufschluß Kagbeni West 2 (Kb_West_2 in Abb. 5.20) mit T-Werten von etwa 60 cmol/z/kg eine deutlich höhere KAK_{eff} bestimmt wurde. Dabei lassen sich die hohen T-Werte auf den im Vergleich zu den anderen Proben deutlich höheren Ca-Gehalt zurückführen. Da eine Parallelprobe (in 1,5 m u. GOF) einen deutlich geringeren Ca-Gehalt und folglich einen T-Wert ergab, der in die oben genannte Spannweite der T-Werte der Proben aus den anderen Aufschlüssen fällt, kann nicht ausgeschlossen werden, daß das höhere Niveau der Proben aus dem Aufschluß Kagbeni West 2 auf einen Meßfehler zurückzuführen ist. Mangels Probematerial war eine erneute Messung dieser Proben aber nicht möglich.

Die „pflanzenverfügbaren Gehalte“ (KUNTZE et al. 1994, 212) an den Nährstoffen Kalium (K_{CAL}) und Phosphor (P_{CAL}), die mittels Calciumacetatlaktat (CAL) extrahiert wurden, sind in Abbildung 5.21 dargestellt. Mit Minima von jeweils etwa 1 mg kg⁻¹ und Maxima von knapp 700 mg kg⁻¹ (K_{CAL}) bzw. 650 mg kg⁻¹ (P_{CAL}) (s. Tab. 5.2) zeigen die Ergebnisse über das gesamte Profil eine extreme Spannweite der Nährstoffgehalte. Dabei wurden die höchsten Werte in den Proben von der Oberfläche gemessen. Beim pflanzenverfügbaren Kalium liegt der Median, der angesichts der rechtsschiefen Verteilung der Meßwerte die Zentraltendenz besser repräsentiert als der Mittelwert, bei 120 mg kg⁻¹, während dieser beim pflanzenverfügbaren Phosphor knapp 65 mg kg⁻¹ beträgt. Auf der Grundlage der in Deutschland verwendeten Bewertungsmaßstäbe (KUNTZE et al. 1994, 213f.), zu deren Übertragbarkeit auf das Untersuchungsgebiet jedoch keine Informationen vorliegen, ist sowohl bei der K-Versorgung als auch der P-Versorgung der Böden folglich ein leichter Mangel festzustellen.

Die Gehalte an ausgewählten Schwermetallen (Blei, Cadmium, Chrom, Eisen, Kobalt, Kupfer, Nickel und Zink), von denen Eisen, Kupfer und Zink aber auch zu den Spurennährstoffen und Kobalt zu den nützlichen Elementen zählen (SATTELMACHER 1992, 82), wurden analysiert, um einerseits Belastungen der Böden zu überprüfen und andererseits makroskopisch nicht erkennbaren Differenzierungen des Kultosols nachzugehen. Im Hinblick auf eine Belastung des Kultosols zeigen die Analysen der mit Königswasser aufgeschlossenen Proben (Abb. 5.22 u. Tab. 5.5), daß bei den meisten untersuchten Schwermetallen (Pb, Cd, Cr, Cu, Ni und Zn) die in der Klärschlammverordnung der Bundesrepublik Deutschland festgelegten Grenzwerte für Böden (s. SCHIMMING 1992, 293) deutlich unterschritten werden. Eine ähnliche Bewertung ergibt sich bei Zugrundelegung der in der Regel etwas niedriger angesetzten „Prüfwerte“ der Verwaltungsvorschrift zum Bodenschutzgesetz von Baden-Württemberg (LFU BA-WÜ & ROTH 1997, 159). Nur die Gehalte an Nickel erreichen oder überschreiten bei mehreren Proben den Grenz- bzw. Prüfwert von 50 mg kg⁻¹. Angesichts der hohen pH-Werte des Kultosols ist aber auch hier mit nur einer geringen Mobilisierung und folglich einer nur

geringen Gefährdung zu rechnen (s. SCHACHTSCHABEL et al. 1989, 310; SCHIMMING 1992, 298; BRADY & WEIL 1999, 746).

Darüber hinaus ergibt die Analyse der ausgewählten Schwermetalle keine Hinweise auf eine makroskopisch nicht erkennbare, vertikale Differenzierung des Kultosols. Für alle untersuchten Elemente sind in Abhängigkeit von der Tiefe nur geringe Unterschiede im Elementgehalt festzustellen (Abb. 5.22). Sprunghafte Änderungen, die bei einem markanten Wechsel der Sedimentquellen auftreten können, sind nicht festzustellen. Allerdings könnte dies auch darauf zurückzuführen sein, daß sich die potentiellen Sedimentquellen, einerseits fluviale Ablagerungen aus dem Oberlauf der Kali Gandaki, andererseits fluviale Ablagerungen aus dem Dzong Chu Tal in dem Spektrum der hier untersuchten Schwermetalle nicht unterscheiden.

Während daraus für Blei, Cadmium, Kobalt und Zink insgesamt relativ einheitliche Elementgehalte im Kultosol folgen, deuten sich für Chrom, Kupfer und Nickel scheinbar aufschlußspezifische Elementgehalte an. Während z.B. der Chromgehalt für den Aufschluß Kagbeni West 2 maximal 6 mg kg^{-1} beträgt, liegt er im Aufschluß Kagbeni West 1 bei im Mittel $15 \pm 2 \text{ mg kg}^{-1}$ und im Aufschluß Torbogen bei $42 \pm 4 \text{ mg kg}^{-1}$. Diese scheinbar aufschlußspezifischen Elementgehalte sind nach den Ergebnissen einer Korrelationsanalyse nach PEARSON (s. BAHRENBERG et al. 1990, 146), in der die Schwermetallgehalte sowie die sedimentologischen und bodenchemischen Kennwerte berücksichtigt wurden, auf bodenchemische Merkmale zurückzuführen. So zeigt diese Analyse genau für die Elemente Chrom, Kupfer und Nickel (sowie Cadmium), neben einer hochsignifikanten, aber schwachen, positiven Beziehung zum Tongehalt der Proben, einen hochsignifikanten Zusammenhang zur Kationen-Austausch-Kapazität bzw. zur Ca- und Mg-Sättigung. Dabei ist bei Korrelationskoeffizienten (r_{xy}) zwischen 0,45 und 0,65 für Chrom, Kupfer und Nickel eine gegensinnige Beziehung zur KAK_{eff} und zur Ca-Sättigung sowie eine gleichsinnige Beziehung zur Mg-Sättigung festzustellen. Für Cadmium ergeben sich dagegen bei vergleichbaren Korrelationskoeffizienten jeweils umgekehrte Vorzeichen für den Zusammenhang mit den genannten Parametern. Als weiteres Ergebnis der Korrelationsanalyse ist hervorzuheben, daß für den Kultosol eine hoch signifikante und mit einem r_{xy} von $-0,82$ auch sehr enger gegensinniger Zusammenhang zwischen dem pH-Wert und dem Zinkgehalt festzustellen ist.

Zusammenfassend haben die sedimentologisch-bodenkundlichen Analysen gezeigt, daß der Kultosol von Kagbeni nach AG BODEN (1994) charakterisiert werden kann als „carbonatreicher“, „schwach steiniger, schluffig-lehmiger Sand“ oder „schwach steiniger, schwach sandiger Lehm“ mit „schwach alkalischer Bodenreaktion“, der im Oberboden kultivierungsbedingt „stark humos“, in den unteren Lagen dagegen „schwach humos“ ist. In Bezug auf die Nährstoffversorgung der Pflanzen ist eine extrem hohe Basensättigung, sowie ein „leichter Mangel“ beim

Tab. 5.2: Statistische Kennwerte und Tiefenfunktionen der untersuchten Bodenparameter für den Kultsol von Kagbeni

Parameter	Dimension	n	x_{\min}	x_{\max}	\bar{x}	Md	CV [%]	Tiefen- funktion [r_{xy}]
organische Substanz	Masse-%	55	0,4	6,7	2,1	1,5	81	-0,527
Carbonatgehalt	Masse-%	59	11,5	36,0	20,5	19,7	29	0,354
pH		33	7,6	8,1	7,9	7,8	1,4	-0,527
EC _w	mS cm ⁻¹	28	0,2	3,1	0,78	0,47	93	–
Ca ²⁺	cmol/z/kg	43	12,5	63,6	29,4	24,3	48	–
Mg ²⁺	cmol/z/kg	43	1,6	7,3	4,0	3,7	31	–
K ⁺	cmol/z/kg	43	0,03	1,32	0,3	0,2	95	–
Na ⁺	cmol/z/kg	43	0	0,6	0,17	0,14	84	–
S-Wert	cmol/z/kg	43	14,5	66,7	33,9	28,3	41	–
H-Wert	cmol/z/kg	43	0	0,7	0,06	0	274	–
T-Wert	cmol/z/kg	43	15,2	66,7	33,9	28,3	41	–
Basensättigungsgrad	%	43	95,4	100,0	99,7	100,0	0,9	–
Ca-Sättigung	%	43	74,5	95,3	85,0	84,1	6	–
Mg-Sättigung	%	43	4,3	20,8	12,9	13,7	34	–
K-Sättigung	%	43	0,2	5,1	1,2	0,8	97	–
Na-Sättigung	%	43	0	2,2	0,6	0,5	83	–
SAR	%	43	0	0,17	0,04	0,04	84	–
K _{CAL}	mg kg ⁻¹	41	2,0	691,1	220,0	119,3	95	-0,450
P _{CAL}	mg kg ⁻¹	41	0	644,5	125,1	63,4	115	–

Anm.: r_{xy} ist nur für lineare Korrelationen mit einem Signifikanzniveau von $\alpha \leq 5\%$ angegeben (s. BAHRENBURG et al. 1990, 155).

Tab. 5.3: Statistische Kennwerte und Tiefenfunktionen der Schwermetallgehalte im Kultsol von Kagbeni

Parameter	Dimension	n	x_{\min}	x_{\max}	\bar{x}	Md	CV [%]	Tiefen- funktion [r_{xy}]
Blei	mg kg ⁻¹	30	1,8	25,3	8,0	5,1	86	–
Cadmium	mg kg ⁻¹	37	0	1,6	0,17	0,07	183	–
Chrom	mg kg ⁻¹	37	0	55,9	24,7	22,6	66	0,335
Eisen	%	37	1,9	5,5	3,3	3,2	22	–
Kobalt	mg kg ⁻¹	37	0,9	38,9	6,0	3,7	126	–
Kupfer	mg kg ⁻¹	37	2,8	36,1	15,6	14,7	51	0,635
Nickel	mg kg ⁻¹	37	5,7	60,5	35,8	37,8	34	0,406
Zink	mg kg ⁻¹	37	58,8	116,1	84,0	85,8	14	0,499

Anm.: r_{xy} ist nur für lineare Korrelationen mit einem Signifikanzniveau von $\alpha \leq 5\%$ angegeben (s. BAHRENBURG et al. 1990, 155).

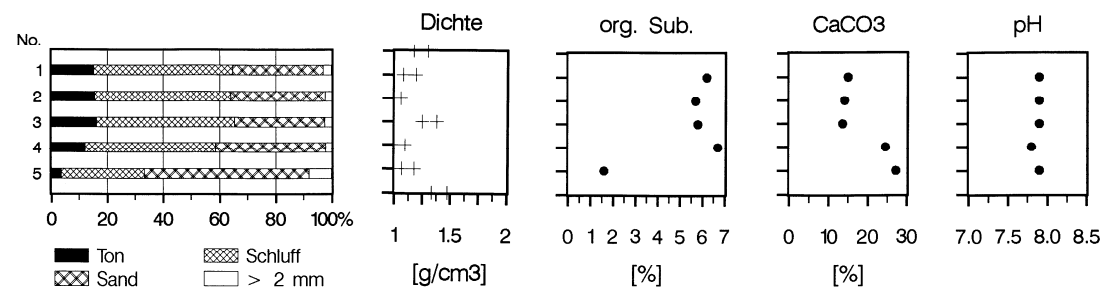


Abb. 5.12: Sedimentologisch-pedologische Kennwerte rezent bewirtschafteter Felder

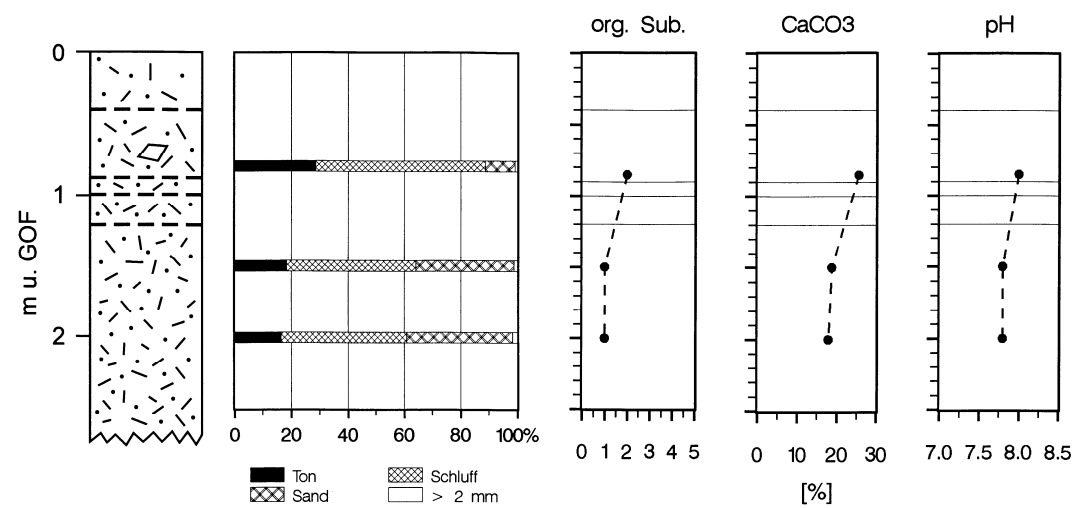


Abb. 5.13: Aufschluß Kagbeni Mitte (Legende Aufschlußbeschreibung s. Abb. 5.17)

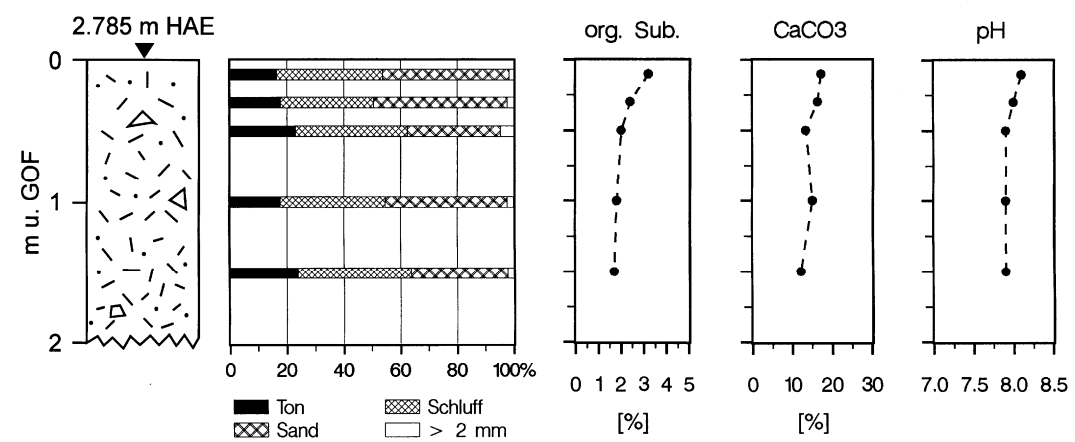


Abb. 5.14: Aufschluß Kagbeni West 1 (Legende Aufschlußbeschreibung s. Abb. 5.17)

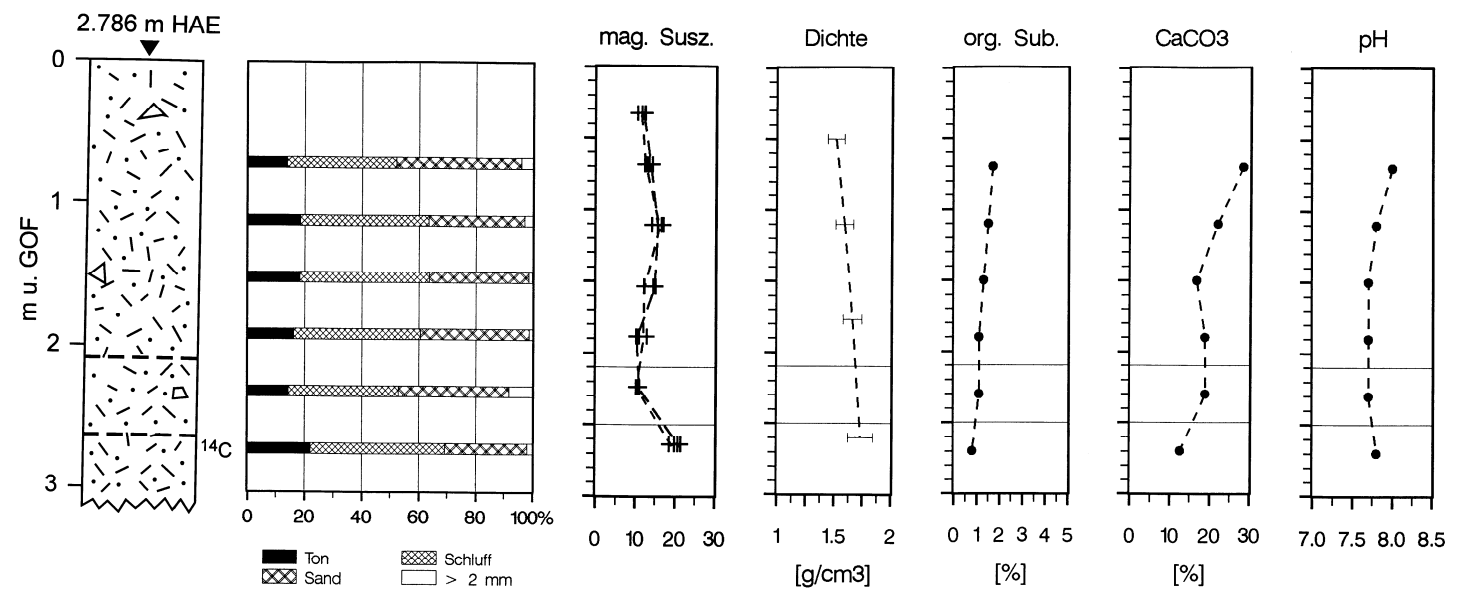


Abb. 5.15: Aufschluß Kagbeni West 2 (Legende Aufschlußbeschreibung s. Abb. 5.17)

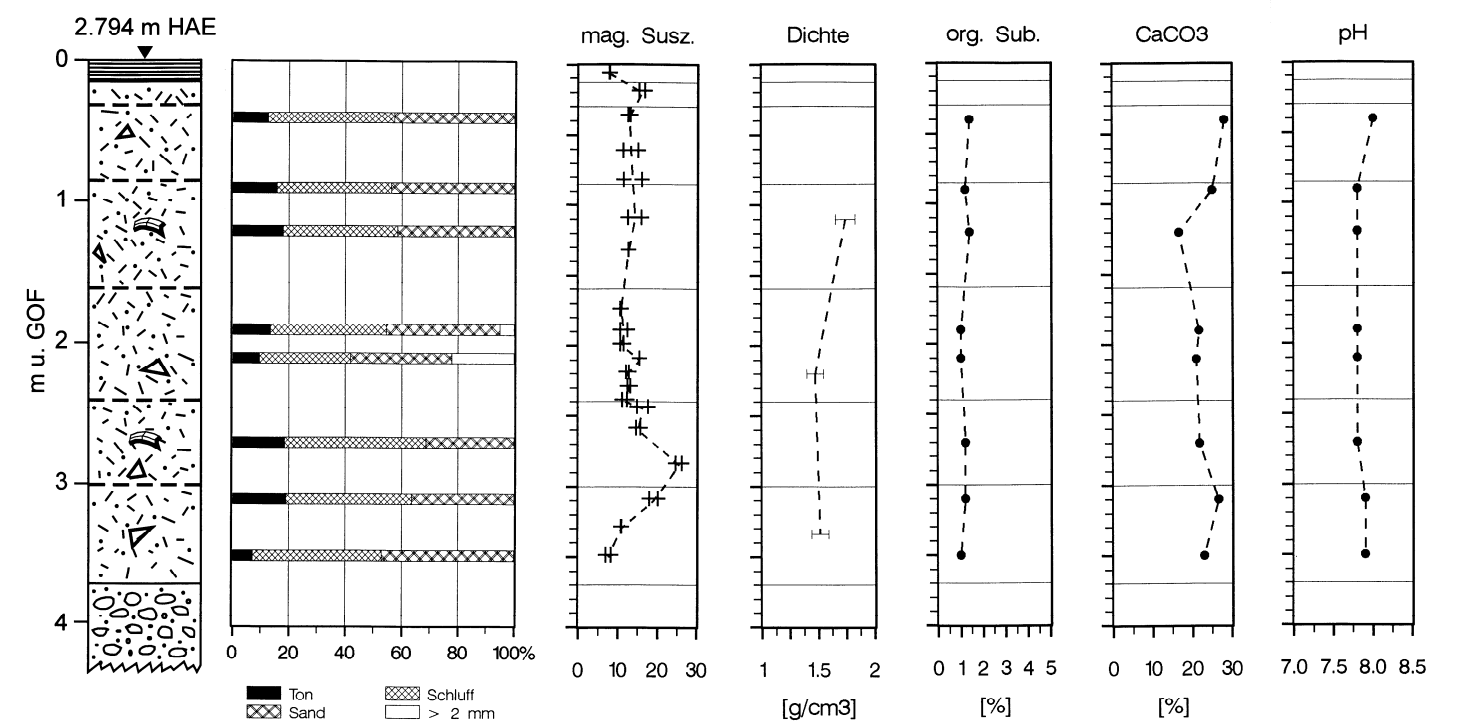


Abb. 5.16: Aufschluß Kagbeni Torbogen (Legende Aufschlußbeschreibung s. Abb. 5.17)

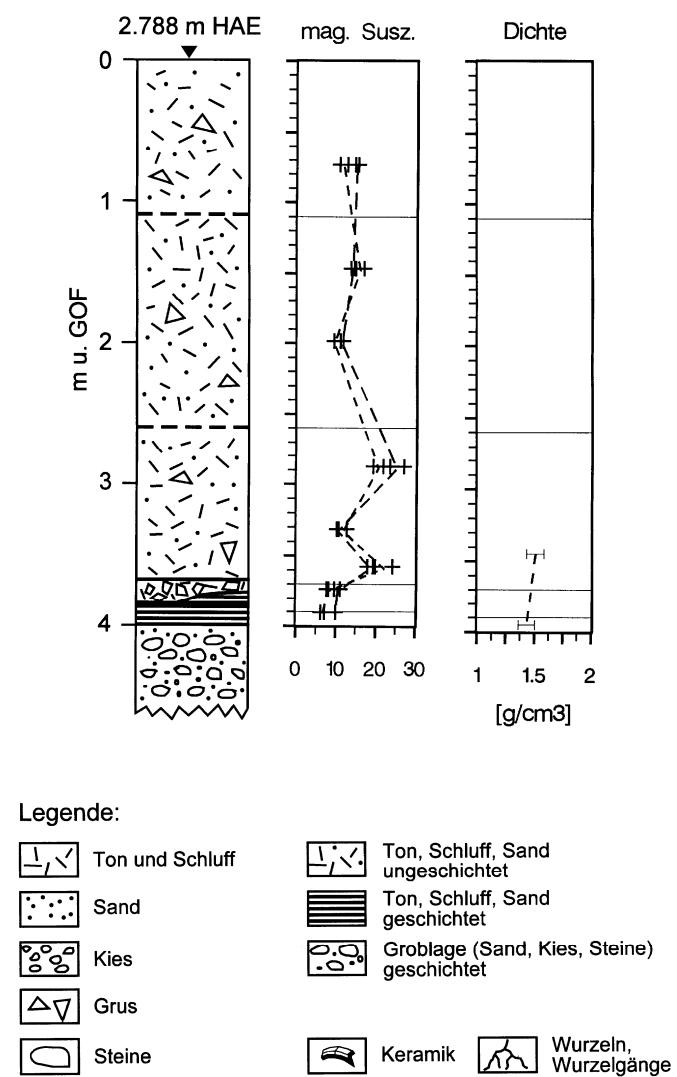


Abb. 5.17: Aufschluß Kagbeni Buhne

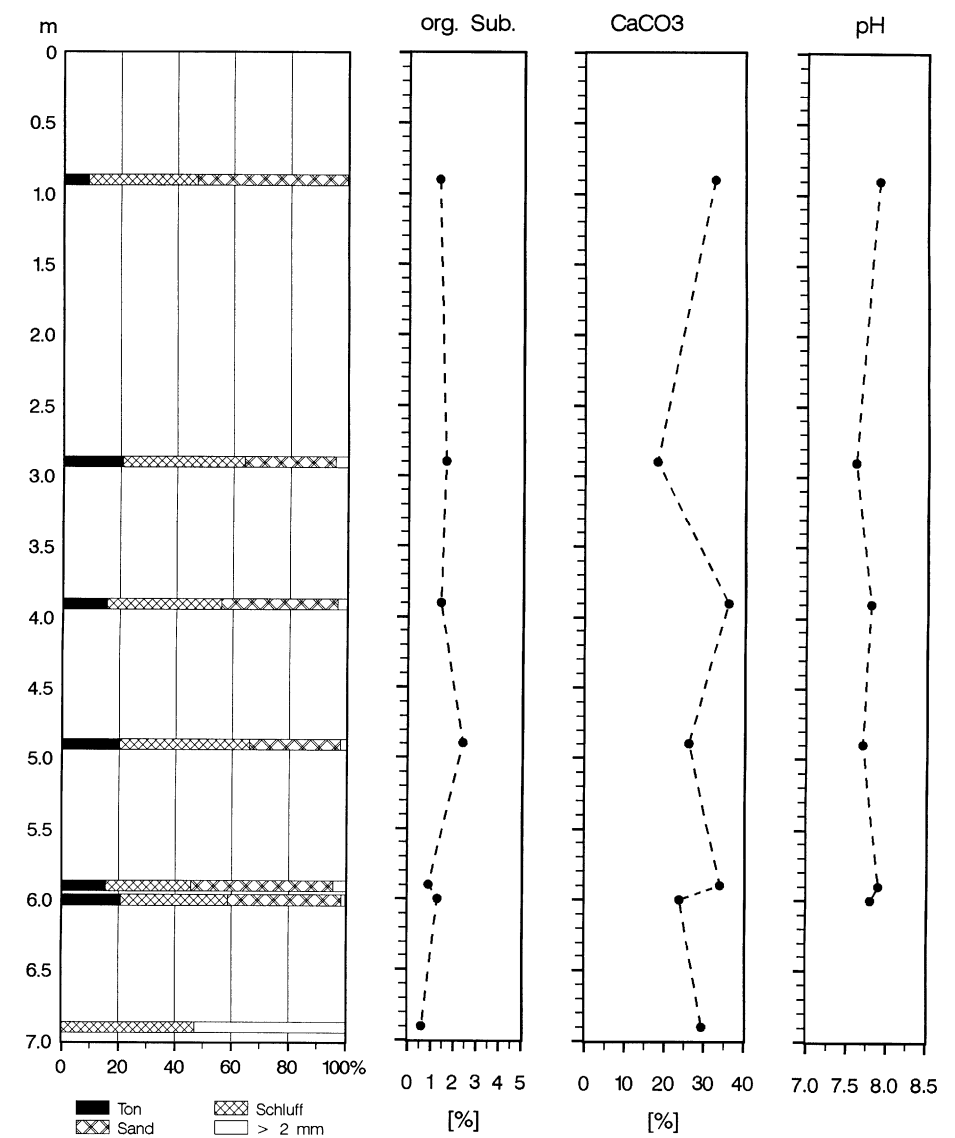


Abb. 5.18: Sedimentologisch-pedologische Kennwerte gestörter Proben aus der Bohrung Kbc98

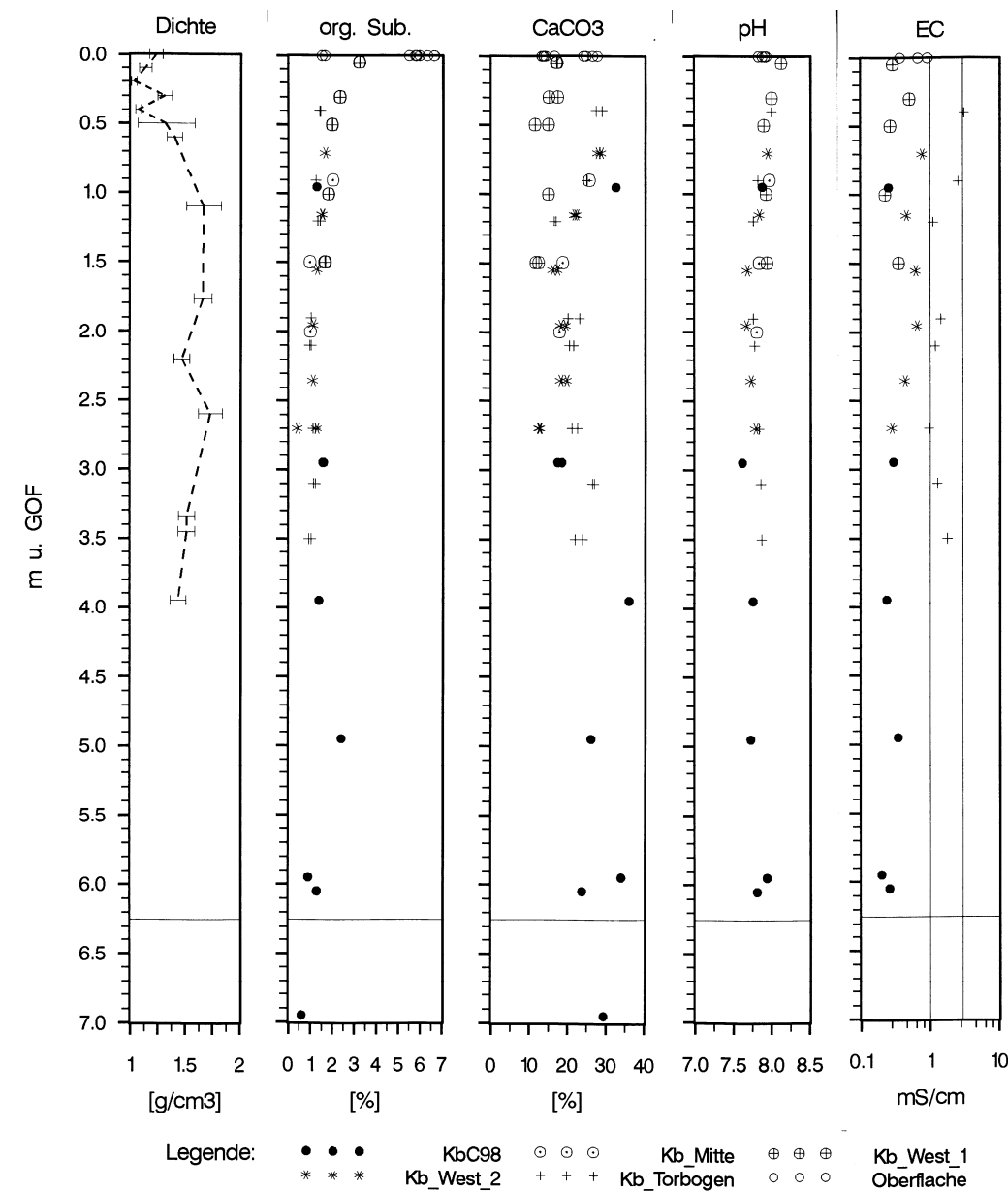


Abb. 5.19: Pedologische Kennwerte des Kultosols von Kagbeni

Dichte = natürliche Lagerungsdichte [g cm^{-3}]
 org. Sub. = Gehalt an organischer Substanz [Masse-%]
 CaCO_3 = Carbonatgehalt [Masse-%]
 pH = pH-Wert,
 EC = elektrische Leitfähigkeit (EC_w) [mS cm^{-1}]
 (vertikale Linien markieren 1 und 3 mS cm^{-1})

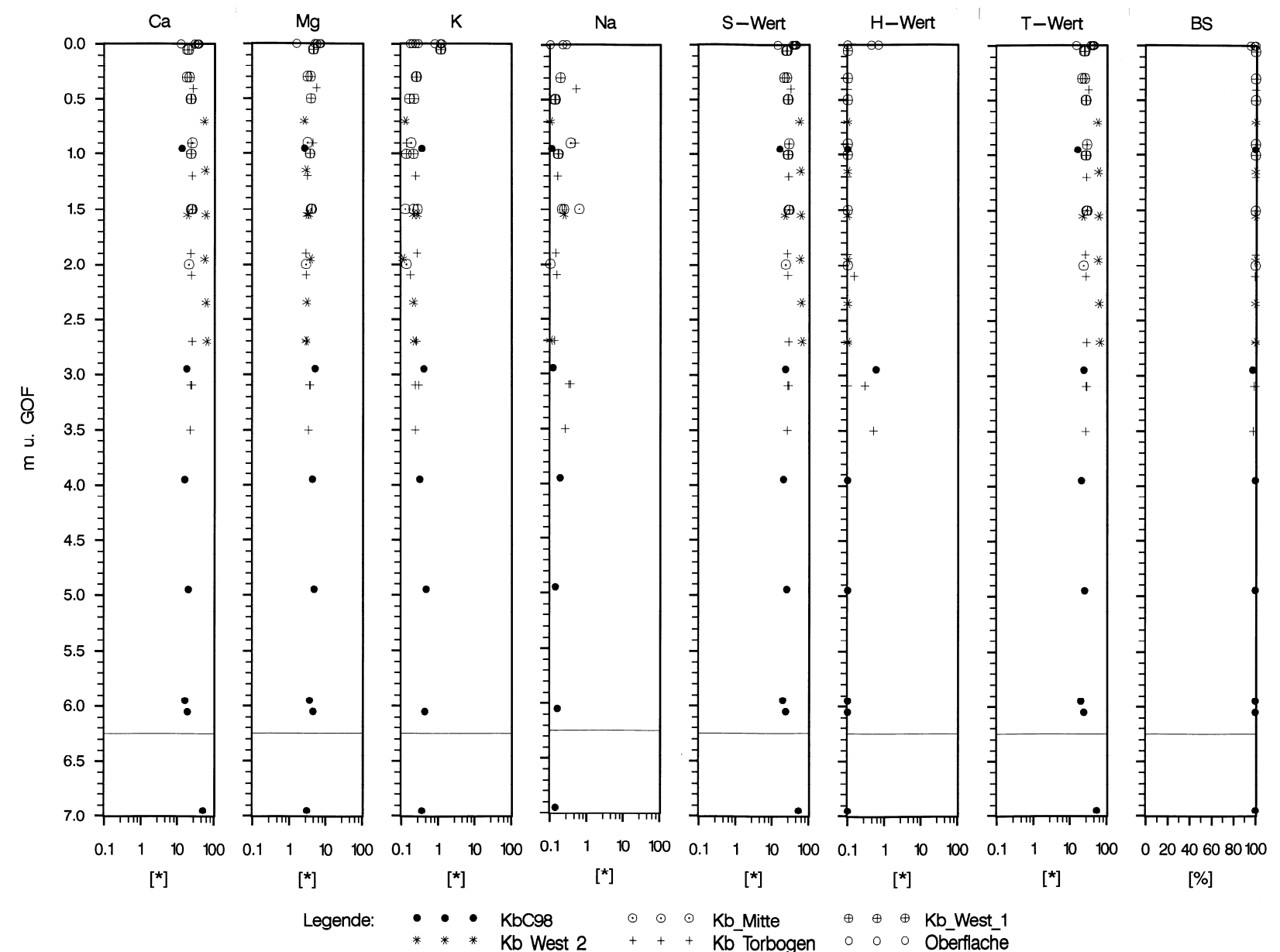


Abb. 5.20: Austauschbare Kationen (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) und Kationen-Austausch-Kapazität (KAK_{eff}) im Kultosol von Kagbeni

[*] = [cmol/z/kg]

Anm.: Für die logarithmische Darstellung wurde ein einheitlicher Wertebereich von 0,1 – 100 cmol/z/kg gewählt
 (Ausnahme: Basensättigungsgrad (BS).

In den meisten Fällen ist der H-Wert = 0. Um den Eindruck fehlender Werte zu vermeiden,
 wurde in diesen Fällen der H-Wert für die Darstellung auf 0,1 gesetzt.

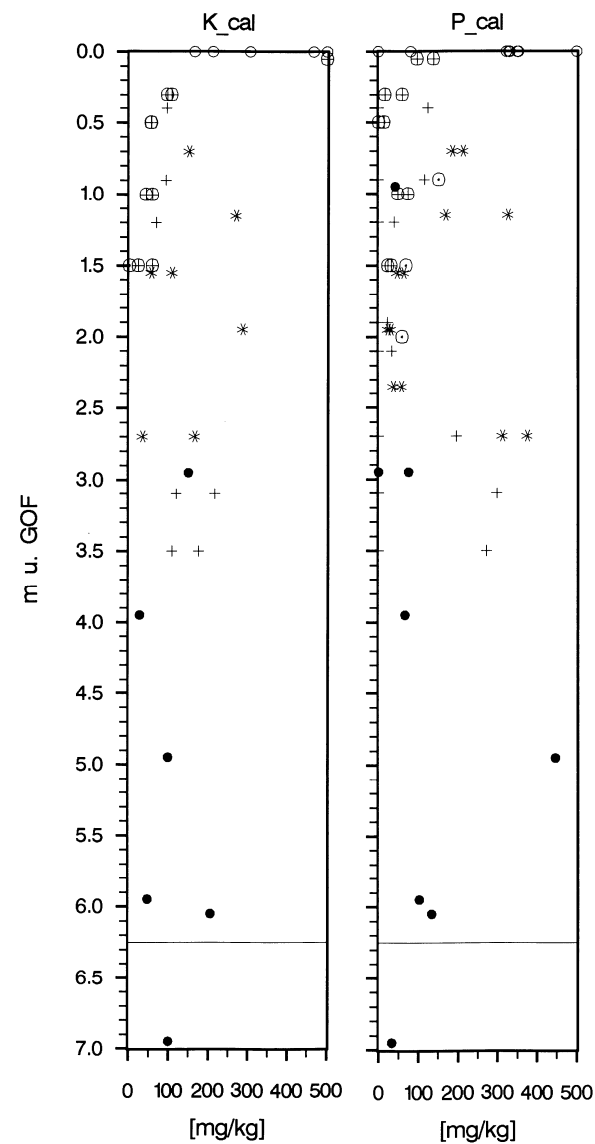


Abb. 5.21: Nährstoffgehalte (K_{CAL} [mg kg^{-1}] und P_{CAL} [mg kg^{-1}]) im Kultsol von Kagbeni

(Legende Probenahmepunkte s. Abb. 5.22)

Anm.: Die Darstellung wurde auf den Wertebereich von 0 – 500 mg kg^{-1} beschränkt und Werte $>500 \text{ mg kg}^{-1}$ auf 500 mg kg^{-1} gesetzt.

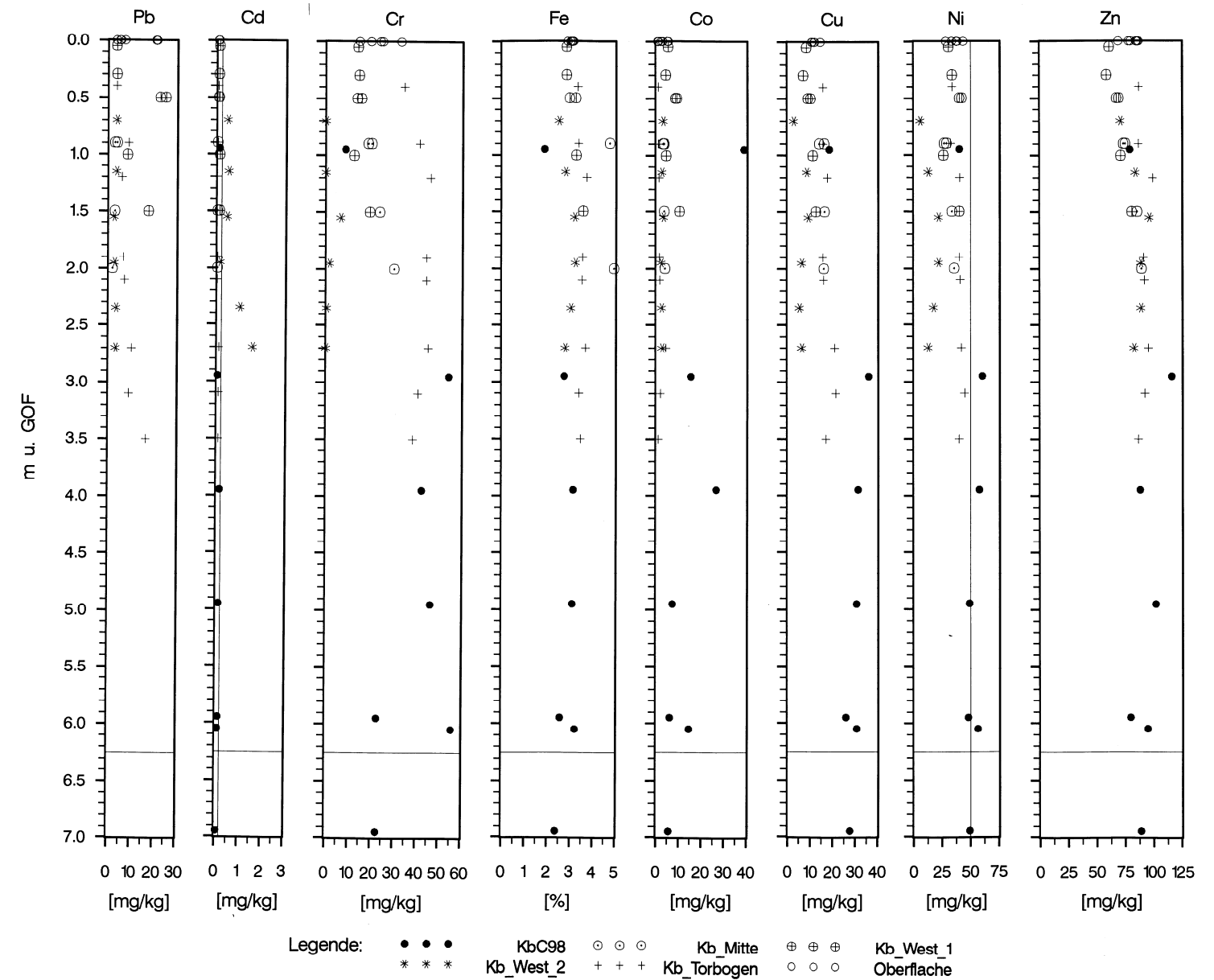


Abb. 5.22: Schwermetallgehalte (Blei, Cadmium, Chrom, Eisen, Kobalt, Kupfer, Nickel und Zink) im Kultsol von Kagbeni

In der Klärschlamm-Verordnung der Bundesrepublik Deutschland (1982) festgelegte Grenzwerte für Böden:
Pb: 100 mg kg^{-1} , Cd: 3 mg kg^{-1} , Cr: 100 mg kg^{-1} , Cu: 100 mg kg^{-1} , Fe: n.a., Ni: 50 mg kg^{-1} , Zink: 300 mg kg^{-1}
(zit. in Schachtschabel et al. 1989, 305)

pflanzenverfügbaren Kalium und Phosphor festzustellen.

Aus den Untersuchungen der Leitfähigkeit, in Kombination mit dem pH-Wert und der Na-Sättigung, die auch als „exchangeable sodium percentage“ (ESP) bezeichnet wird, läßt sich ableiten, daß der Kultosol klimabedingt einer Entwicklung zu einem Neutralsalzboden zustrebt (s. KUNTZE et al. 1994, 342; GUPTA & GUPTA 1997, 53; BRADY & WEIL 1999, 387). Allerdings, und das zeigt der Vergleich der elektrischen Leitfähigkeiten der Proben aus rezent bewässerten Feldern und einem seit längerem aufgelassenen Feld, ist der bewässerungsbedingte Auswaschungseffekt ausreichend, um diesbezüglich „normale“ Bodenbedingungen (s. BRADY & WEIL 1999, 387) zu erreichen.

Im Hinblick auf eine Bodenbildung im Deposol (KUNTZE et al. 1994, 294) ist festzuhalten, daß nur für wenige Parameter (Gehalt an organischer Substanz, Carbonatgehalt und pH-Wert) eine signifikante Tiefenfunktion und somit Hinweise auf eine beginnende Bodenbildung festzustellen sind. Dies ist vermutlich auf die kontinuierliche Zufuhr von carbonatreichem Sediment, dem daraus resultierenden hohen pH-Wert und die künstliche Bewässerung zurückzuführen.

5.2.1.3 *Datierung des Kultosols*

Die an einigen Stellen von der Basis des Kultosols bis an die heutige Oberfläche durchziehenden Mauern (Abb. 5.9, S. 139) deuten auf eine sukzessive Aufhöhung des Deposols hin. Daher war anzunehmen, daß der Deposol als Geoarchiv zumindest einen Teil der nach den bisherigen Erkenntnissen bis in das 12. Jh. AD zurückreichenden Siedlungsgeschichte von Kagbeni repräsentieren würde. Um diese Hypothese zu überprüfen wurden indirekte und direkte Datierungsverfahren angewendet (s. Kap. 3.2.3, S. 67). Als indirekte Verfahren, bei denen nicht der Deposol, sondern das darin enthaltene Material datiert wird, boten sich Datierungen über Scherben und Holzkohle an. Da eine der möglichen Auftragspfade für das Sediment der Transport mit dem Bewässerungswasser ist (FAO et al. 1990, 54f.), wurden auch Proben für eine direkte Altersbestimmung des Kultosols mittels OSL-Datierung entnommen.

Im Verlauf der zwischen 1994 und 1998 jährlich durchgeführten Begehungen der Schwemmfächerkante wurden insgesamt 35 Scherben aus den Aufschlüssen geborgen. Diese stammen vorwiegend aus dem leicht zugänglichen Abschnitt Kb-West A sowie den im vorangegangenen Kapitel genannten Aufschlüssen. Scherben, die nicht in einem eindeutigen stratigraphischen Zusammenhang, also vollständig herausgewittert waren und am Fuß der Schwemmfächerkante lagen, wurden dabei nicht berücksichtigt. Entsprechend der von Frau I. PAAP (Bonn) durchgeführten Datierung ist der weitaus größte Teil der Scherben (ca. 80%) der Periode Khyinga III zuzurechnen, die abseits der Grabung Khyinga Khalun dem Zeitraum

Tab. 5.4: IR-OSL-Datierungen des Kultosols in Kagbeni

Tiefe u. GOF	Aufschluß Kagbeni Mitte		Aufschluß Kagbeni West II	
[m]	Alter [a]	Labor-Nr.	Alter [a]	Labor-Nr.
0,70			380±50	HDS-468
0,90	k.A. ¹	HDS-265		
1,15			850±110	HDS-469
1,50 / 1,55	2.280±240	HDS-266	<2.400±400 ²	HDS-470
1,95 / 2,00	5.640±790	HDS-267	3.250±330	HDS-471
2,35			2.600±400 ³	HDS-478
2,70			1.600±300 ³	HDS-472

¹ Datierung nicht möglich, da Probe nicht dispergiert werden konnte

² unvollständig gebleicht (Maximalalter) ³ Radioaktives Ungleichgewicht

Tab. 5.5: ¹⁴C-Datierungen an Holzkohle aus dem Kultosol in Kagbeni

Tiefe u. GOF [m]	Aufschluß	Labor-Nr.	Alter [a BP]	Alter [cal AD]
0 – 0,5	West 2 ¹	HD-18912	194±40	1740–1810 / 1930–rezent / 1660–1690
0,5 – 1,0	West 2 ¹	HD-18922	318±33	1510–1590 / 1620–1650
1,15±0,1	West 2 ¹	HD-18054	246±27	1640–1670 / 1780–1800 / 1950–rezent
1,0 – 1,5	West 2 ¹	HD-18923	307±35	1510–1590 / 1620–1660
2,70	West 2 ²	UtC-5767	1.165±31	860–960 / 820–840
3,60±0,05	Probe J ²	UtC-6894	1.790±47	200–340 / 140–170

¹ Mischprobe ² Einzelstück

seit dem 8. Jh. AD entspricht. Darüber hinaus fanden sich in den tieferen Lagen Scherben aus der Periode Khyinga II, die die Zeitspanne zwischen dem späten 4. Jh. bis 7. Jh. repräsentiert.

Die Proben für die OSL-Datierung stammen aus zwei Aufschlüssen. Eine Serie von 3 Proben wurde 1995 aus dem Aufschluß Kagbeni Mitte entnommen. Um die Ergebnisse der ersten Probeserie zu überprüfen, wurde 1996 eine zweite Beprobung durchgeführt bei der aus dem Aufschluß Kagbeni West 2 weitere 6 Proben entnommen wurden. Für 4 der insgesamt 9 entnommenen Proben konnten aus unterschiedlichen Gründen (Probleme beim Dispergieren der Proben, unvollständige Bleichung, radioaktives Ungleichgewicht; s. Kap. 3.2.3.1) keine zuverlässigen Alter ermittelt werden. Auf dem Hintergrund der Datierungen der Scherben und dem zeitlichen Rahmen für die Besiedlung im Thakkhola (Kap. 2.7.2) sind aber auch die Ergebnisse für die anderen Proben (Tab. 5.4) wenig überzeugend. So ergaben sich im Aufschluß Kagbeni Mitte (Tab. 5.4, links) für die beiden scheinbar

vollständig gebleichten Proben aus Tiefen ≤ 2 m u. GOF OSL-Alter von etwa 2.300 a bzw. 5.650 a. Auch die zweite Probeserie aus dem Aufschluß Kagbeni West 2 lieferte keine weitergehenden Anhaltspunkte. Während die beiden oberen Proben mit einem Alter kleiner 1.000 a innerhalb des vorgegebenen Rahmens liegen, steht das Alter von 3.250 ± 330 a für eine Tiefe von 2 m u. GOF in deutlichem Widerspruch zu den Keramikbefunden. Darüber hinaus ist im Vergleich mit der aus der gleichen Tiefe im Aufschluß Kagbeni Mitte stammenden Probe ein erheblicher Altersunterschied (2.390 ± 855 a) festzustellen.

Parallel zu den beiden vorgenannten Datierungsansätzen wurde im Bereich des Aufschlusses Kagbeni West II und im südlichen Bereich des Abschnitts Kb-West B Holzkohle für ^{14}C -Datierungen entnommen (Tab. 5.5). Dabei wurden aus Kostengründen zunächst Mischproben für eine konventionelle Datierung, später dann kleinere Einzelstücke für AMS-Datierungen entnommen. Die Ergebnisse der ^{14}C -Datierungen zeigen vom Hangenden zum Liegenden zunehmende Alter, die der Annahme einer sukzessiven Aufhöhung entsprechen und mit den bisherigen Befunden zur Siedlungsgeschichte im Thakkhola (Kap. 2.7.2) kompatibel sind. Auf Grund der Variation des ^{14}C -Anfangsgehalts in der Atmosphäre ergeben sich bei der Kalibrierung zwar keine eindeutigen Ergebnisse (Tab. 5.5, Spalte 5) und deshalb gewisse Unsicherheiten bei der zeitlichen Zuordnung insbesondere der obersten Proben. Die beiden unteren Proben zeigen aber eindeutig, daß der Kultosol im Bereich des Dzong Chu Schwemmfächers ein deutlich höheres Alter hat, als bisher für die Siedlung Kagbeni angenommen wurde. Während sich aus der Untersuchung der heute noch erhaltenen Gebäude in Kagbeni (GUTSCHOW 1998, 61) ein Siedlungsbeginn oder Wiederaufbau in der Mitte des 16. Jh. AD und aus den Keramikdatierungen der Wüstung Thana eine erste Siedlungsphase in der zweiten Hälfte des 12. Jh. ableiten ließ (BAADE et al. im Druck), weist die Datierung der im Kultosol enthaltenen Holzkohle eindeutig auf einen Beginn der Akkumulation des Kultosols um 155 ± 15 cal AD oder 270 ± 70 cal AD. Dabei ist das jüngere Alter (270 ± 70 cal AD) in besserer Übereinstimmung mit den Keramikbefunden, anhand derer die tieferen Lagen des Deposols in die Zeitspanne zwischen dem späten 4. Jh. bis 7. Jh. einzuordnen sind.

5.2.1.4 Genese des Kultosols

Die Ergebnisse der Datierung des Kultosols bestätigen die Annahme einer sukzessiven Aufhöhung der Feinmaterialauflage, bzw. des Deposols, im Bereich des Dzong Chu Schwemmfächers. Durch die Datierung einzelner Holzkohlestücke aus dem Deposol (s. Tab. 5.5) lassen sich sogar mittlere Sedimentations- bzw. Aufhöhungsraten berechnen. Dabei ist zum Jüngeren hin eine Zunahme der Aufhöhungsrate festzustellen: Während sich aus dem Alter für eine Tiefe von 3,60 m u. GOF eine Sedimentationsrate von 2 mm a^{-1} berechnet, führt das Datum aus 2,70 m u.

GOF zu einem Wert von $2,4 \text{ mm a}^{-1}$ und das Alter der Probe aus $1,15 \text{ m u. GOF}$ zu einer Sedimentationsrate größer $3,4 \text{ mm a}^{-1}$. Diese mit abnehmender Tiefe unter der Geländeoberfläche zunehmende Sedimentationsrate ist nicht durch eine entsprechend abnehmende natürliche Lagerungsdichte (s. Abb. 5.19; S. 154) zu erklären. Da die Anzahl der Proben aber relativ klein ist und die Proben zudem nicht aus einem Aufschluß stammen, muß vorerst offen bleiben, ob die unterschiedlichen Aufhöhungsraten tatsächlich eine allgemein verstärkte Auftragung und somit Intensivierung der Landwirtschaft anzeigen. Über eine dichtere Datierung innerhalb eines oder mehrerer Aufschlüsse, die allerdings einen erheblichen finanziellen Aufwand erfordert, dürfte diese Frage aber zu klären sein.

Im Hinblick auf die Genese des Kultosols wurde zunächst in Anlehnung an die Kurzbeschreibung der FAO et al. (1990, 54f.) und ähnliche Befunde aus dem Jemen (BRUNNER 1983, 15ff.; COQUE-DELHUILLE & GENTELLE 1997) von einer Auftragung des Materials durch die Bewässerung ausgegangen (BAADE et al. im Druck). Beobachtungen zur Zeit der Bewässerung zeigten jedoch, daß die Sedimentfracht im Bewässerungswasser kaum ausreicht, um die Aufhöhung zu erklären. Östlich von Kagbeni durchläuft einer der Bewässerungskanäle zudem ein Sedimentationsbecken, das offensichtlich einer Verringerung der Sedimentbelastung des Wassers dient und aus dem das Feinsediment regelmäßig entfernt wird. Da anzunehmen ist, daß sich die Gefälleverhältnisse im Bereich des Schwemmfächers und somit die Be- und Entwässerungstechnik im Verlaufe der Zeit nicht grundsätzlich geändert haben spricht außerdem der Skelettanteil im Kultosol gegen einen ausschließlich fluvialen Transport der Feststoffkomponenten.

Dagegen lassen sich bei einer Übertragung der rezent im semi-ariden Teil des Thakkhola zu beobachtenden Bearbeitungspraxis auf den gesamten Zeitraum, der durch den Kultosol repräsentiert wird, die Strukturmerkmale in den Aufschlüssen zwanglos erklären. Für die Genese des Deposols ist dabei von besonderer Bedeutung, daß nach der Ernte und noch vor der Saatbettbereitung im Herbst ein Gemisch aus mineralischen Feststoffen und organischem Dünger körbewise von Menschen oder mit Tragtieren auf die Felder ausgebracht wird. Das mineralische Sediment stammt häufig aus Sedimentationsbecken, die in den Vorflutern angelegt werden. Exemplarisch kann hier auf die Sedimentationsbecken im Narsing Khola bei Te (Nord-Mustang) verwiesen werden. In Interviews, die Frau P. POHLE (Gießen) hier im Rahmen der gemeinsamen Begehung Nord-Mustangs durchgeführt hat, stellte sich heraus, daß das Sediment zunächst in die Stallungen verbracht und nachdem es mit Dung vermischt ist auf die Felder aufgetragen wird (s. BAADE et al. im Druck). Damit aber läßt sich sowohl der Skelettgehalt als auch die Tatsache erklären, daß sich Keramik und Holzkohle, der eine düngende Wirkung zugesprochen wird, im Kultosol findet. Da die Felder nach dem Ausbringen des Materials gepflügt und anschließend bewässert werden, kann keine Schichtung des Kultosols

erwartet werden.

In Dri (Nord-Mustang) durchgeführte Messungen ergaben, daß die dort im Herbst 1995 auf einem Feld ausgebrachte Menge gleichmäßig verteilt zu einer Aufhöhung um 9 mm führte. Unter Berücksichtigung der in Kagbeni gemessenen Unterschiede in der Lagerungsdichte an der Oberfläche ($\approx 1,1 \text{ g cm}^{-3}$) und im gesetzten Kultosol ($\approx 1,5 \text{ g cm}^{-3}$) würde dies einer Aufhöhung um $6,5 \text{ mm a}^{-1}$ entsprechen. Bei diesem Wert handelt es sich zwar um eine Einzelbeobachtung. Dennoch zeigt diese Beobachtung aus Dri, daß die beschriebene Auftragung von Material die eingangs berechneten Aufhöhungsraten ($2 - 3,4 \text{ mm a}^{-1}$) vollständig erklären kann.

Auf diesem genetischen Hintergrund müßte der Deposol in Anlehnung an die jüngste Systematik der bodenbildenden Substrate (AK Bodensystematik 1998, 150f.) auf dem Niveau der Substratarten-Hauptgruppe als Anthrolehm und auf dem Niveau der Substratarten-Gruppe als Kipplehm bezeichnet werden.

5.2.1.5 Landschafts- und siedlungsgenetische Interpretation

Die Untersuchungen am rezent für den Bewässerungsfeldbau genutzten Schwemmfächer des Dzong Chu bei Kagbeni zeigen, daß es sich bei der mehrere Meter mächtigen Feinsedimentauflage nicht wie noch von POHLE (1993, 60) angenommen um einen natürlichen Vorteil dieses Standorts, sondern um einen Kultosol handelt, der das Ergebnis einer lange andauernden, anthropogenen Veränderung der Umwelt im Sinne einer „*creative adjustment*“ (EHLERS 1996, 42) ist. Zudem konnte gezeigt werden, daß Kultosole geeignete Geoarchive zur Rekonstruktion der Siedlungsgeschichte auch außerhalb der unmittelbaren Siedlungsplätze darstellen. Als kumulatives Relikt der Bewässerungslandwirtschaft dokumentieren sie einen räumlich zwar begrenzten, aber intensiven anthropogenen Eingriff in den Landschaftshaushalt sowie die Existenz und Andauer dieser Produktionsform, die einen hohen Grad sozialer Organisation voraussetzt (s. Kap. 3.1.2, S. 58). Durch die Beimengung von Keramik und Holzkohle in den Kultosolen ist eine absolute Datierung der Andauer der Bewässerungslandwirtschaft möglich. Dagegen ist eine Datierung der Kultosole mittels OSL-Datierung (Feinkorntechnik) einerseits aus methodischen Gründen (s. Kap. 3.2.3.1) und andererseits wegen der beschriebenen Substratgenese, die eine vollständige Bleichung nicht fördert, äußerst problematisch. Auch aus bodenchemischen Parametern läßt sich die Altersstellung der Kultosole wegen der fehlenden, systematischen vertikalen Differenzierung nicht ableiten.

Für die Terrassenanlagen auf dem Schwemmfächer des Dzong Chu konnte durch die Datierung eines basisnahen Holzkohlefunds in Kombination mit den sedimentologischen Befunden und den teilweise bis zur Basis des Kultosols durchziehenden Bruchsteinmauern ein Beginn des Bewässerungsfeldbaus um

155±15 cal AD oder 270±70 cal AD nachgewiesen werden. Aus den Überlegungen zur Genese des Kultosols läßt sich ableiten, daß sich die Bearbeitungstechniken innerhalb der letzten 1.800 a kaum geändert haben. Da die Siedlungsplätze wegen des hohen Arbeitsaufwands in der Regel in unmittelbarer Nähe der Bewässerungsflächen liegen, ist deshalb davon auszugehen, daß die Anfänge der Siedlung Kagbeni mindestens in diese Zeit zurück reichen. Das bedeutet, daß ausgehend von den Untersuchungen des Kultosols im Vergleich zu den bisherigen Befunden (S. 53f.) eine um 1.000 a längere siedlungsgeschichtliche Entwicklung von Kagbeni anzunehmen ist. Damit aber fällt der Beginn von Kagbeni in den Zeitraum, in dem die im Mittleren Muktinath Tal gelegene Ortswüstung Phudzeling noch besiedelt war (s. Kap. 5.2.2). Folglich wäre Kagbeni nicht, wie bisher basierend auf lokalen Legenden angenommen das Produkt einer Siedlungsverlagerung nach der Auflösung von Phudzeling (HAFFNER & POHLE 1993a, 47; 1993b, 14), sondern eine sehr viel frühere Erweiterung der Siedlungen im Muktinath Tal.

Da die rezent genutzten Kultosole auf den höher gelegenen Terrassen mangels entsprechender Aufschlüsse nicht näher untersucht werden konnten, muß jedoch offen bleiben, ob der Umfang der Bewässerungsfläche bei Kagbeni seit dem Beginn der Nutzung annähernd konstant geblieben ist, oder ob zwischenzeitlich eine Ausweitung stattgefunden hat. Da abgesehen von unbedeutenden Teilflächen im Bereich der Bewässerungsoase von Kagbeni keine Flurwüstungen oder Dauerbrachen vorhanden sind, kann eine bedeutende Verringerung der Anbaufläche jedoch ausgeschlossen werden.

Als Relikt einer bis 155±15 cal AD oder 270±70 cal AD zurück reichenden Bewässerungslandwirtschaft kann der Kultosol von Kagbeni auch klimatisch interpretiert werden. Dabei ist von Bedeutung, daß sich keine Hinweise auf einen einheitlichen Hiatus in der Sedimentation ergeben, der als grundsätzliche Änderung der Bearbeitungspraxis zu deuten wäre. Im Zusammenhang mit den Ergebnissen der Untersuchungen zur rezenten klimatologischen Wasserbilanz (Kap. 2.2.2, S. 29) deutet dies darauf hin, daß innerhalb der letzten knapp 1.800 a keine durchgreifenden klimatischen Änderungen, die einen Regenfeldbau ermöglicht hätten, zu verzeichnen waren.

Zusätzlich läßt sich über die Datierung der Basis des Kultosols ein Datum für die Einschneidung der Kali Gandaki ableiten (vgl. Kap. 4.2.2.2, S. 120). Wie der Aufschlußskizze des Dzong Chu Schwemmfächers zu entnehmen ist (Abb. 5.8, S. 138), tauchen die Schotter und Blocklagen im liegenden des Kultosols gen Süden ab. Durch mehrere Bohrungen konnte nachgewiesen werden, daß auch der Kultosol gen Süden unter das Niveau des rezenten Schotterbetts abtaucht. Durch die Kernbohrung im Herbst 1998 konnte an der Südspitze des Schwemmfächers für den Kultosol eine Mächtigkeit von etwa 6 m bestimmt werden. Folglich liegt die Basis des Kultosols hier etwa 4 m unter dem rezenten Schotterbett der Kali Gandaki.

Unter der Annahme, daß das Alter der Basis des Kultosols überall gleich ist, läßt sich ableiten, daß die Kali Gandaki um 155 ± 15 cal AD oder 270 ± 70 cal AD in einem etwa 4 m tieferen Niveau floß und seitdem zumindest in der Talweitung zwischen Ekleibathi und stromauf von Kagbeni stark akkumuliert hat.

5.2.2 Das Mittlere Muktinath Tal

Das im Zusammenhang mit der Siedlungsentwicklung charakteristische Merkmal des Mittleren Muktinath Tals ist die im Talsohlenniveau gelegene, etwa 18 ha große Flurwüstung von Kuse Nama und Phudzeling (Abb. 5.3, S. 127 u. Abb. 5.23, S. 163). Sie wird bereits von MIEHE (1982, Bd. 2, 67) erwähnt und als „mit einem Gletscherhochstand korrelierbar[e] ... historische Ausweitung des Bewässerungslandes“ interpretiert. Da im Bereich von Kuse Nama keine Siedlungsspuren erhalten sind, ist davon auszugehen, daß die gesamte Fläche von Phudzeling aus bewirtschaftet wurde, wo im Bereich des Talsohlenniveaus eine mindestens 34 Gebäude umfassende Ortswüstung erhalten ist, die aus dem 13. bis 17. Jh. AD stammt (SIMONS et al. 1994a, 54). An der Oberkante des Hangschuttfächers sowie im Bereich der Steilwand östlich der Ruinen von Phudzeling finden sich zudem etwa 50 aufgelassene Höhlen (Abb. 5.23), deren Nutzungsgeschichte basierend auf einer ^{14}C -Datierung bis 800 cal BC zurück reichen soll (SCHÖN & SIMONS 1993, 256).

Nach SIMONS et al. (1998, 33) geht die Auflassung von Phudzeling im 17. Jh. AD mit einer allgemeinen Siedlungsverlagerung innerhalb des Muktinath Tals einher. HAFFNER & POHLE (1993a, 47f.; 1993b, 14) weisen in diesem Zusammenhang auf eine lokale Legende hin, die von ihnen als ein Hinweis auf einen Gletscherseeausbruch interpretiert wird. Dagegen deuten die Ergebnisse der Untersuchungen in Kagbeni (Kap. 5.2.1) darauf hin, daß Kagbeni keine Nachfolgesiedlung von Phudzeling ist. Auch für den von HAFFNER & POHLE (1993a, 47f.; 1993b, 14) diskutierten Gletscherseeausbruch als Anlaß oder Ursache der Auflassung gibt es keine geomorphologischen Belege. Im Falle eines solchen Ereignisses wären entsprechende Erosionsspuren und fluviale Ablagerungen im Talsohlenniveau zu erwarten (z.B. IVES 1986; VUICHARD & ZIMMERMANN 1986; MILLER 1996, 463), die aber weder auf den relativ gut erhaltenen Feldterrassen noch im Bereich der Ortswüstung Phudzeling nachzuweisen sind (Abb. 5.23). Zwar finden sich auf den Terrassen und im Bereich der Ortswüstung einzelne größere Blöcke. Bei diesen handelt es sich aber eindeutig um Sturzmaterial aus der Steilkante oberhalb des Hangschuttfächers (Abb. 5.3 u. Abb. 5.23) handelt.

Dagegen ist festzustellen, daß der Dzong Chu im mittleren Talabschnitt rezent etwa 20 m tief in das Talsohlenniveau eingeschnitten ist, auf dem die Bewässerungsterrassen liegen (Abb. 5.3, S. 127 u. Abb. 5.23). Deshalb wäre heute eine

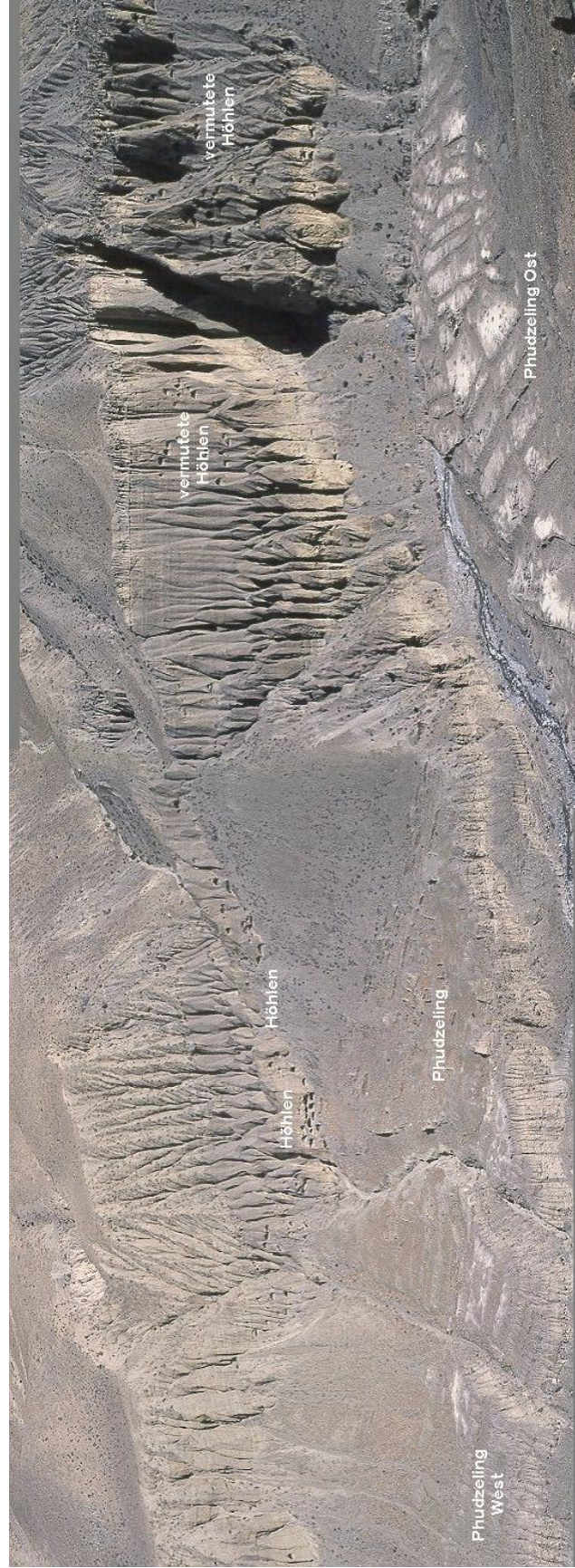


Abb. 5.23: Die Orts- und Flurwüstung Phudzeling mit vermuteten Höhlenresten in der Steilwand. Blick gen Norden (Photo: J. Baade)

Versorgung der Terrassen von Kuse Nama und Phudzing mit Wasser nur über weit talaufwärts ansetzende Wasserleitungen oder Pumpen möglich, wobei die Anlage einer talaufwärts ansetzenden Wasserleitung für ein „anthraquisch-fluxiales“ Bewässerungssystem (UHLIG 1984, 19) mit aufwendigen Überbrückungsmaßnahmen verbunden wäre. Denn zum einen zerschneiden die tributären Tiefenlinien nördlich des Dzong Chu das Nordkliff und das Talsohlenniveau an mehreren Stellen in tiefen Gullys (s. Abb. 5.1, S. 122) und zum anderen befindet sich unmittelbar talaufwärts der Wüstung von Phudzing ein Talabschnitt in dem beiderseits des Dzong Chu das Talsohlenniveau durch laterale Erosion nur noch rudimentär vorhanden ist (Abb. 5.23). Diese morphologischen Beobachtungen führten zu der Hypothese, daß die Auflassung von Phudzing auch im Zusammenhang mit der Einschneidung des Dzong Chu, einer damit einhergehenden Verschlechterung der Wasserzufuhr und einer, wie die Befunde aus Kagbeni nahelegen (s. S. 146f.), damit einhergehenden Versalzung der Boden stehen könnte.

Eine weitere Frage, die es zu beantworten galt, war jene nach dem Zugang zu den Höhlenresten, die teilweise in über 60 m Höhe über dem rezenten Vorfluterniveau in der Steilwand unmittelbar östlich von Phudzing liegen (Abb. 5.23). Von Seiten der Kölner Archäologen wurde die Vorstellung entwickelt, daß die Höhlen vormals über Holzkonstruktionen zu erreichen waren (SIMONS & SCHÖN, mündl. Mittl.). Auch wenn Holzkonstruktionen beschränkten Ausmaßes nicht auszuschließen sind, drängt sich bei einer Analyse der geomorphologischen Situation östlich von Phudzing (Abb. 5.23) ein alternativer, geomorphologischer Erklärungsansatz geradezu auf. Deutlich ist zu erkennen, daß der Hangschuttfächer, der im Bereich von Phudzing die hochgelegene Terrassenkante mit dem Talsohlenniveau verbindet, östlich von Phudzing in einer durch den Lauf des Dzong Chu bedingten Prallhangsituation angeschnitten wird. Es wäre deshalb denkbar, daß die heute in der Steilwand liegenden Höhlenreste vormals über einen Hangschuttfächer erreichbar waren, der zwischenzeitlich durch eine Laufverlegung und/oder Einschneidung des Dzong Chu ausgeräumt wurde.

Da auch in diesem Zusammenhang der Eintiefung des Vorfluters eine bedeutende Rolle zukommt, bildete die Frage nach der Einschneidung des Dzong Chu den Schwerpunkt der Untersuchungen im Mittleren Muktinath Tal. Weil in den vorwiegend groben und blockigen fluvialen Sedimenten des Dzong Chu kein datierbares Material enthalten ist, wurden hier, aufbauend auf den Untersuchungen bei Kagbeni (Kap. 5.2.1), die Kultsole als Geoarchive zur Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung verwendet. Nach mehrerer Begehung der Flurwüstung von Kuse Nama und Phudzing wurden insgesamt 6 Aufschlüsse genauer untersucht und Proben für sedimentologische Analysen und Datierungen entnommen. Dabei sind 2 Aufschlüsse dem Bereich Kuse Nama und 4 Aufschlüsse dem Bereich Phudzing zuzuordnen. Im folgenden werden diese Aufschlüsse zunächst

kurz beschrieben (Kap. 5.2.2.1). Abweichend von der Gliederung in Kapitel 5.2.1 erfolgt in diesem Zusammenhang auch die Dokumentation und Diskussion der Datierungsergebnisse. Anschließend werden die bodenkundlichen und sedimentologischen Befunde aus den Aufschlüssen in Kuse Nama und Phudzeling dargestellt (Kap. 5.2.1.2), bevor die Ergebnisse der Untersuchungen im Mittleren Muktinath Tal in den Kapiteln 5.2.2.3 und 5.2.2.4 landschafts- und siedlungsgenetisch interpretiert werden.

5.2.2.1 Kultosole im Mittleren Muktinath Tal

Im Bereich Kuse Nama wurden zwei Aufschlüsse (Kuse Nama Mitte und Kuse Nama Ost) näher untersucht. Der Aufschluß Kuse Nama Mitte liegt nördlich des Dzong Chu auf der obersten gut erhaltenen Bewässerungsterrasse auf 2.966 m HAE (sDGPS-Messung) und damit etwa 45 m über dem rezenten Niveau des Vorfluters. Der Kultosol, der anhand der Sedimentfarbe und dem Skelettanteil makroskopisch in insgesamt 5 Lagen untergliedert werden kann, ist in diesem Aufschluß 2,7 m mächtig (Abb. 5.24, S. 167). Im Liegenden folgt zunächst eine etwa 30 cm mächtige Lage mit sandig-schluffigem Grus bzw. Kies mit angedeuteter Schichtung. Die Basis bildet in >3 m u. GOF eine sandige, stein- bis blockhaltige Lage, die als präsidlungsgeschichtliche, natürliche fluviale Terrasse des Talsohlenniveaus (Kap. 5.1.2) interpretiert wird. Neben Sedimentproben wurden hier 6 Holzkohleproben entnommen, die aus Kostengründen bisher aber nicht datiert wurden.

Der Aufschluß Kuse Nama Ost (Abb. 5.25 u. Abb. 5.26, S. 167) liegt auf einer der untersten Terrassen im Raum Kuse Nama und Phudzeling. Die Oberfläche der ehemaligen Bewässerungsterrasse befindet sich bei einer absoluten Höhenlage von 2.964 m HAE (sDGPS-Messung) 9,5 m über dem rezenten Niveau des Dzong Chu. Zusätzlich zu der geringen relativen Höhenlage des Kultosols zum rezenten Dzong Chu Niveau ist an diesem Aufschluß von besonderem Interesse, daß sich zwischen dem liegenden sandigen Kies mit Blöcken, der als fluviale Terrasse interpretiert wird, und dem hangenden, etwa 2 m mächtigen Kultosol eine „Zwischenlage“ befindet. Diese bis zu 60 cm mächtige Schicht mit gut geschichteten Wechsellagen von gut sortiertem Feinkies, Sand und Schluff ist im Nordkliff des Dzong Chu im Liegenden des Kultosols über mehrere Dekameter flußaufwärts zu verfolgen. Flußabwärts endet die Zwischenlage dagegen in dem tributären Gully, der die Aufschlußsituation geschaffen hat. Bei der Zwischenlage handelt es sich eindeutig um fluviale Sedimente, die in dieser Form im rezenten Wildbachbett des Dzong Chu jedoch nicht zu finden sind. Deshalb wird vermutet, daß die „Zwischenlage“ Ablagerungen in einem Sedimentationsbecken oder einer ähnlichen anthropogenen Struktur repräsentiert, die im Zusammenhang mit der künstlichen Bewässerung gestanden haben könnte. Für die Annahme, daß die Sedimentation

zeitlich in die Phase der Besiedlung zu stellen ist, spricht zudem, daß diese Lage im Norden an die Reste einer Bruchsteinmauer grenzt (Abb. 5.25).

Um die Genese dieses Aufschlusses zeitlich zu fassen, wurden dem hangenden, makroskopisch ungegliederten Kultosol 5 Holzkohleproben entnommen, von denen 3 zur Datierung eingeschickt wurden. Zusätzlich wurde versucht, eine Lage schluffigen Sandes im unteren Drittel der holzkohlefreien Zwischenlage mittels IR-OSL (Feinkorntechnik) zu datieren.

Die Ergebnisse der ^{14}C -Datierungen an der Holzkohle aus dem hangenden Kultosol (Tab. 5.6) zeigen eine mit dem Modell der Genese der Kultosole (Kap. 5.2.1.4, S. 158) übereinstimmende Alterszunahme mit der Tiefe. Die oberflächennah entnommene Holzkohleprobe (0,03 m u. GOF) deutet auf ein Ende der anthropogen induzierten Sedimentation dieses Kultosols Mitte des 16. oder im ersten Drittel des 17. Jh. AD. Obwohl nicht genau abschätzbar ist, wie stark die Oberfläche der ehemaligen Bewässerungsterrasse seit deren Auflassung erodiert wurde, ist dieses Datum in guter Übereinstimmung mit den eingangs erwähnten archäologischen Befunden für Phudzeling (S. 161f.). Die untere Holzkohleprobe (188 cm u. GOF), die nur 7 cm über der Basis des Kultosols entnommen wurde, datiert auf 1263 ± 19 cal AD und dürfte den Beginn des Aufbaus einer Bewässerungsterrasse an dieser Stelle relativ genau repräsentieren. Demnach dokumentiert der Kultosol hier eine etwa 285 ± 45 a oder 370 ± 25 a lange ackerbauliche Nutzung. Aus diesen Werten und der Position der Probenahmepunkte berechnet sich eine mittlere Sedimentationsrate von etwa 5 bzw. $6,5 \text{ mm a}^{-1}$. Allerdings macht das Ergebnis der Datierung der dritten Probe aus 0,8 m u. GOF deutlich, daß zumindest in diesem Fall die mittlere Sedimentationsrate wenig aussagekräftig ist. Unter Berücksichtigung dieser Probe ergibt sich nämlich für den unteren Teil des Kultosols mit 11 ± 4 bzw. $22 \pm 10 \text{ mm a}^{-1}$ eine deutlich höhere und für den oberen Teil mit $2,5 \pm 0,1$ bzw. $4 \pm 1 \text{ mm a}^{-1}$ eine deutlich geringere Sedimentationsrate. Eine Erklärung für die auch im Vergleich mit den Werten von Kagbeni deutlich höhere Sedimentationsrate im unteren Bereich des Kultosols könnte sein, daß die Bewässerungsterrasse anfangs stark aufgehöhrt wurde, um die Gefahr einer Überflutung bei Hochwasser zu verringern.

Tab. 5.6: ^{14}C -Datierungen an Holzkohle aus dem Kultosol im Aufschluß Kuse Nama Ost

Tiefe u. GOF [m]	Labor-Nr.	Alter [a BP]	Alter [cal AD]
0,03	UtC-7815	315 ± 33	1510–1590 AD/ 1620–1650 AD
0,80	UtC-7816	627 ± 37	1300–1325 AD/ 1335–1395 AD
1,88	UtC-7817	781 ± 29	1244–1281 AD

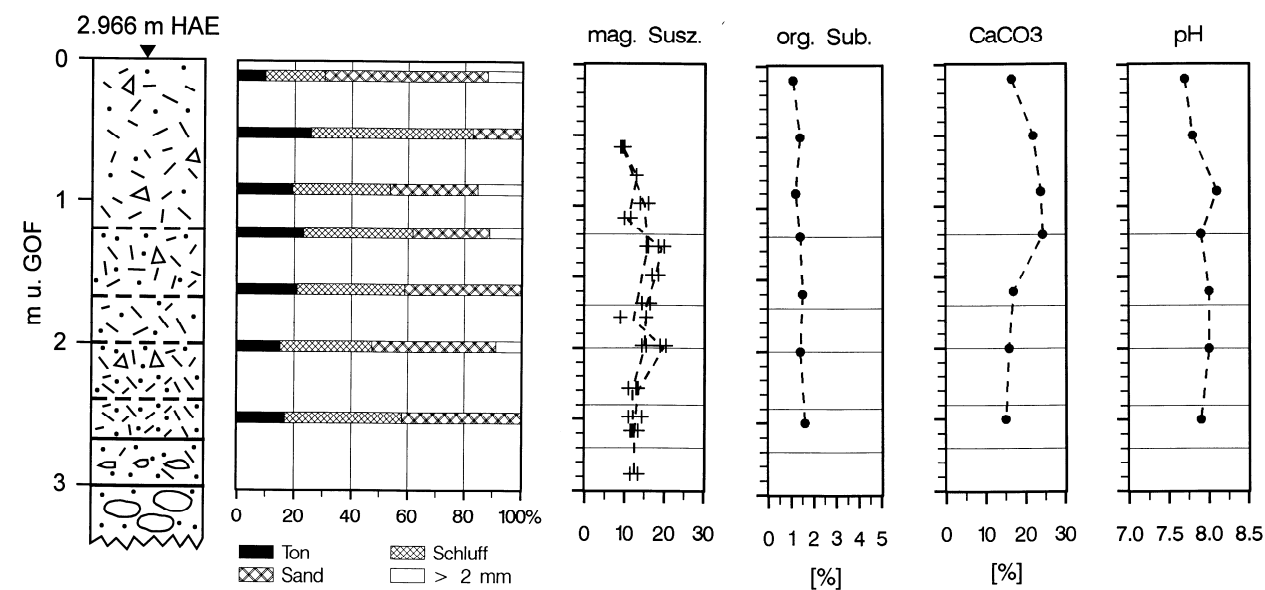


Abb. 5.24: Aufschluß Kuse Nama Mitte
(Legende Aufschlußbeschreibungen s. rechts unten)

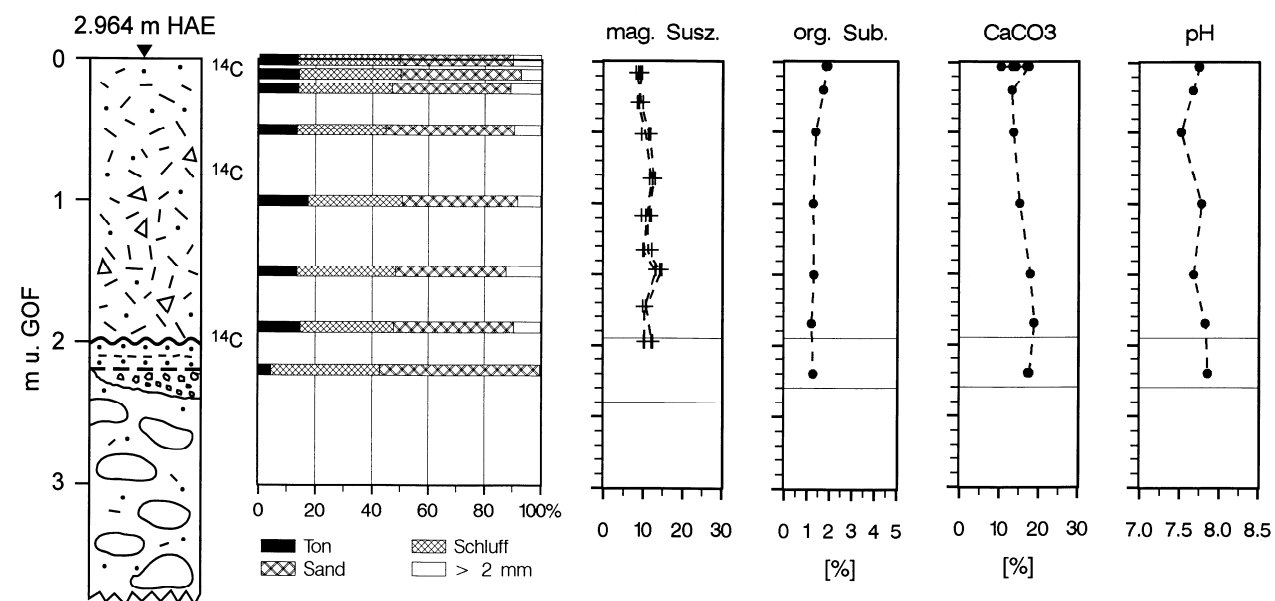


Abb. 5.26: Aufschluß Kuse Nama Ost
(Legende Aufschlußbeschreibungen nebenstehend)

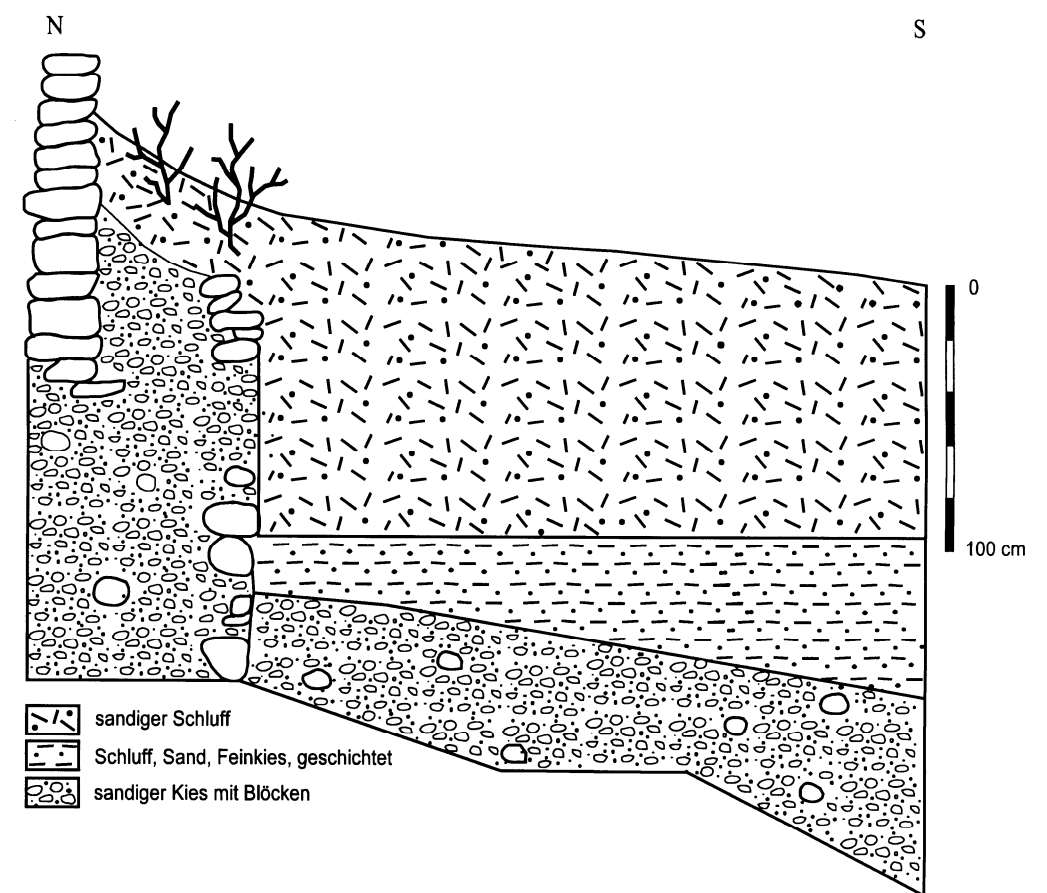
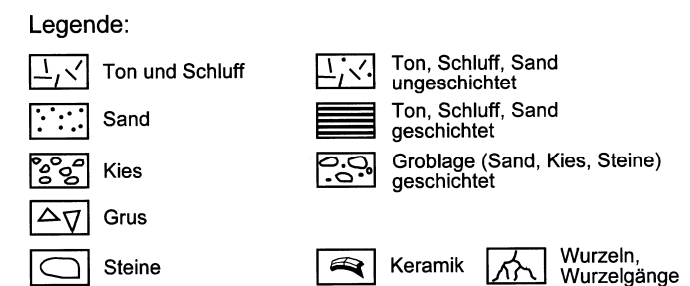


Abb. 5.25: Aufschluß Kuse Nama Ost (Überblick)



Aus dem Alter der unteren Holzkohleprobe ergibt sich gleichzeitig ein Mindestalter für die liegende Zwischenlage und die Einschneidung des Dzong Chu. Da sedimentologische oder bodenkundliche Hinweise auf einen größeren Hiatus zwischen dem Top der Zwischenlage und der Basis des Kultosols fehlen, ist hier ein enger zeitlicher Zusammenhang anzunehmen. Folglich läßt sich für die Einschneidung des Dzong Chu ableiten, daß dieser spätestens im 13. Jh. ein Niveau erreicht hatte, das weniger als 7,5 m über dem heutigen Niveau lag. Diese Einschätzung wird durch die Tatsache, daß die Zwischenlage im Norden gegen eine Bruchsteinmauer grenzt, weiter gestützt. Die OSL-Datierung des sandigen Schluffbands aus der Zwischenlage ergab dagegen ein unerwartet hohes Alter von $13,08 \pm 1,56$ ka (HDS-270), das zudem einen über 11,5 ka andauernden Hiatus zwischen der Basis des Kultosols und der Zwischenlage implizieren würde. Da dieses Alter nicht nur mit den genannten Befunden im Aufschluß Kuse Nama Ost, sondern auch mit den Ergebnissen der Datierungen in den anderen Aufschlüssen im Widerspruch steht (s.u.), ist davon auszugehen, daß auch in diesem Fall eine durch die Feinkornmethode nicht zu erkennende, unzureichende Bleichung des Sediments vorliegt.

Während in Kuse Nama der größte Teil der Flurwüstungen nördlich des Dzong Chu liegt, befinden sich die größten ehemaligen Feldterrassen im Bereich der Ortswüstung Phudzeling südlich des Dzong Chu (Abb. 5.23, S. 163). Dabei lies die im Querprofil (Abb. 5.27) deutlich erkennbare, knapp 15 m hohe Terrassenstufe südlich des Dzong Chu vermuten, daß die unterschiedlichen Feldterrassenniveaus hier eine zugrundeliegende, natürliche Terrassenabfolge widerspiegeln.

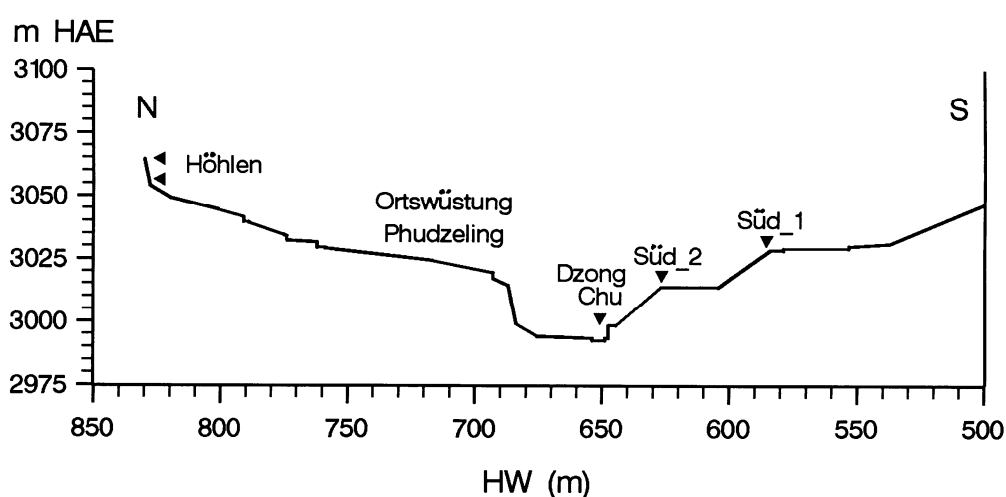


Abb. 5.27: Querprofil Phudzeling Süd (1:3.000, nicht überhöht) mit der Position der Aufschlüsse Phudzeling Süd 1 und Phudzeling Süd 2

Um diese Terrassenabfolge zeitlich einzuordnen, wurde jeweils ein Aufschluß, nämlich Phudzeling Süd 1 auf der oberen Terrasse und Phudzeling Süd 2 auf der niedrigeren Terrasse untersucht (Abb. 5.27). Darüber hinaus wurden im Bereich Phudzeling West zwei weitere Aufschlüsse untersucht, die im Anschluß vorgestellt werden.

Im Aufschluß Phudzeling Süd 1 (Abb. 5.28, S. 173) liegt die Geländeoberfläche bei 3.028 m HAE (sDGPS-Messung) und somit knapp 35 m über dem rezenten Niveau des Dzong Chu. Der ungeschichtete Kultsol im Hangenden, der makroskopisch in 5 Lagen unterteilt werden kann, ist knapp 3 m mächtig. Unmittelbar darunter (2,97 – 3,12 m u. GOF) befindet sich eine 15 cm mächtige Lage mit schluffigem Sand und Mittelkies in der bis zu 4 cm lange Bruchstücke von laminiertem Schluff eingelagert sind. Diese Lage dürfte, ähnlich wie in Kagbeni (Abb. 5.11, S. 141), den Beginn des Ackerbaus auf dieser Terrasse markieren. Zwischen dieser Lage und der fluvialen Blocklage in >4,35 m u. GOF befindet sich eine komplexe Abfolge von insgesamt 7, häufig geringmächtigen, geschichteten, aber auch ungeschichteten Lagen unterschiedlicher Körnung (vorwiegend Schluff und Sand, teilweise Kies sowie gröberes Material) und Färbung. Die mit über 40 cm relativ mächtige, gut geschichtete Wechselfolge von Schluff-, Sand-, und Kieslagen (3,30 – 3,72 m u. GOF), in der eine E-W-streichende Rinnenstruktur angedeutet ist, weist eindeutig auf den fluvialen Ursprung dieser Sedimente. Von besonderem Interesse ist die basale, 35 cm mächtige, rötliche, ungeschichtete aber gut sortierte, schluffig-sandige Lage, die vereinzelt plattigen Grobgrus beinhaltet. In ihrer Färbung ähnelt diese Lage, die auch Wurzelkanäle aufweist, dem fossilen Boden im Aufschluß Tzaratang (Abb. 5.5, S. 132). Da die Färbung aber nicht auf die liegende fluviale Blocklage übergreift, wird vermutet, daß es sich bei der rötlichen Lage nicht um eine autochthone Bodenbildung, sondern trotz fehlender Schichtung um ein umgelagertes Bodensediment handelt. Im Vergleich zur basalen Blocklage dokumentiert der Komplex zwischen 3,12 und 4,35 m u. GOF im Aufschluß Phudzeling Süd 1, ähnlich wie dies am Dzong Chu Schwemmfächer festzustellen war (Kap. 5.2.1.1), eine deutliche Änderung der Sedimentdynamik von sehr groben zu feineren Sedimenten im Einzugsgebiet des Dzong Chu.

Aus dem Aufschluß Phudzeling Süd 1 wurden insgesamt 6 Holzkohleproben aus unterschiedlichen Tiefen geborgen und 5 Proben zur Datierung eingereicht (Tab. 5.7). Im Gegensatz zur Mehrzahl der untersuchten Aufschlüsse war hier auch unterhalb des Kultsols Holzkohle zu finden. Während das Alter der oberen Probe aus dem Kultsol (1,13 – 1,20 m u. GOF) mit 1271 ± 20 cal AD den Erwartungen entspricht, ergab die zweite aus dem Kultsol stammende Probe (ca. 2 m u. GOF) mit $>2215 \pm 5$ cal BC ein Alter, das deutlich größer ist, als das Alter der liegenden Schichten. Zudem liegt dieses Datum außerhalb des bisher über archäolo-

Tab. 5.7: ^{14}C -Datierungen an Holzkohle aus dem Aufschluß Phudzeling Süd 1

Tiefe u. GOF [m]	Labor-Nr.	Alter [a BP]	Alter [cal AD / cal BC]
1,13-1,20	UtC-6895	751±37	1251–1291 AD
1,97-2,02	UtC-6896	3866±42	2460–2430 BC / 2410–2280 BC / 2220–2210 BC
3,25-3,30	UtC-6966	2956±48	1260–1060 BC
3,72-3,80	UtC-6897	3159±39	1510–1480 BC / 1460–1390 BC
4,02-4,11	UtC-6898	3663±41	2130–2080 BC / 2050–1960 BC

gische Befunde abgesicherten Zeitraums von Siedlungsaktivitäten im Muktinath Tal. Deshalb ist anzunehmen, daß hier ältere, vermutlich im Zusammenhang mit der anthropogenen Aufschüttung umgelagerte Holzkohle datiert wurde. Folglich muß für den Kultosol im Aufschluß Phudzeling Süd 1 auch auf eine Berechnung der Sedimentationsrate verzichtet werden.

Die drei aus dem Liegenden des Kultosols entnommenen Proben ergaben dagegen wiederum eine mit den sedimentologischen Befunden übereinstimmende Altersabfolge, die zwischen der basalen Blocklage und der Basis des Kultosols eine etwa 1.000 a andauernde Sedimentationsphase zwischen 2105±25 cal BC oder 2005±45 cal BC und 1160±100 cal BC belegt (Tab. 5.7). Wegen des fluvialen Charakters dieser Sedimente ist folglich für den Zeitpunkt um 1160±100 cal BC für den Dzong Chu ein Niveau anzunehmen, daß 32 m über dem rezenten Bachbett lag. Darüber hinaus läßt sich aus dem Alter der Probe aus 3,25 – 3,30 cm u. GOF ableiten, daß der hangende Kultosol jünger als 1160±100 cal BC sein muß. Für das oben hervorgehobene rötliche Bodensediment, das den Beginn der Änderung der Sedimentdynamik im Einzugsgebiet des Dzong Chu anzeigt, ergibt die Datierung der Holzkohle ein Alter von 2105±25 cal BC oder 2005±45 cal BC.

Die Oberfläche des zweiten im Querprofil Phudzeling Süd (Abb. 5.27) untersuchten Aufschlusses, Phudzeling Süd 2 (Abb. 5.29, S. 173), liegt mit 3.013 m HAE 15 m niedriger als im Aufschluß Phudzeling Süd 1. Im Gegensatz zum Aufschluß Phudzeling Süd 1 sitzt der 4,1 m mächtige Kultosol, der anhand des Skelettgehalts und leichter Farbunterschiede makroskopisch in 5 Lagen untergliedert werden kann, hier unmittelbar der blockreichen fluvialen Basis auf.

Dem Aufschluß Phudzeling Süd 2 wurden 3 Holzkohleproben entnommen und 2 Proben zur Datierung geschickt (Tab. 5.8). Ähnlich wie die obere Probe aus dem Aufschluß Phudzeling Süd_1 datiert die hier aus einer Tiefe von 0,4-0,5 m u. GOF geborgene Probe um 1288±18 AD. Die 0,25 m über der Basis des Kultosols entnommene Probe (3,80 – 3,85 m u. GOF) wurde vom Labor in Utrecht 2 Mal gemessen (Tab. 5.8). Aus den weitgehend konsistenten Ergebnissen der beiden

Tab. 5.8: ^{14}C -Datierungen an Holzkohle aus dem Aufschluß Phudzing Süd 2

Tiefe u. GOF [cm]	Labor-Nr.	Alter [a BP]	Alter [cal AD]
0,4-0,5	UtC-7828	715 \pm 32	1270–1305 AD
3,80-3,85	UtC-8055	1710 \pm 50	250–290 AD/ 320–410 AD
3,80-3,85	UtC-8056	1700 \pm 90	230–450 AD

Messungen ergibt sich für die Basis des Kultosols ein Datum um 340 ± 110 AD. Dieser Wert paßt gut zu den bisherigen archäologischen Befunden in Phudzing. Darüber hinaus berechnet sich aus den oberflächen- bzw. basisnahen Datierungen in weitgehender Übereinstimmung mit den Befunden aus Kagbeni (Kap. 5.2.1.4), für den Kultosol eine mittlere Sedimentationsrate von etwa $3,5 \text{ mm a}^{-1}$. Obwohl auch hier mit einem Hiatus zwischen der fluvialen Basis und dem Kultosol zu rechnen ist, läßt sich im Hinblick auf die Einschnidung des Vorfluters, der heute bezogen auf die Basis des Kultosols 16 m tiefer gelegen ist, ableiten, daß der Dzong Chu um 340 ± 110 AD mindestens dieses Niveau erreicht hatte.

Nördlich des Dzong Chu und etwa 150 m westlich der Ortswüstung Phudzing wurden zwei weitere Aufschlüsse (Phudzing West 1 u. Phudzing West 2) untersucht. In einem eng begrenzten Areal sind die ehemaligen Bewässerungsterrassen hier von einem bis zu 1 m mächtigen Murfächer überdeckt, der am Fuß der stark zerschnittenen Steilwand im Nordkliff des Dzong Chu (Abb. 5.23, S. 163) ansetzt. Nach den Kleinformen an der Oberfläche zu urteilen scheint der Murfächer auch rezent aktiv zu sein. Somit ging es bei diesen Untersuchungen nicht nur um die Datierung des Beginns sondern auch des Endes der im Kultosol repräsentierten Bewirtschaftungsphase und der Frage, ob die Muraktivitäten möglicherweise die Ursache für die Auflassung der Felder darstellen.

Abbildung 5.30 (S. 174) zeigt zunächst die stratigraphische Abfolge im Aufschluß Phudzing West 2, dessen Geländeoberfläche mit einer absoluten Höhenlage von 3.001 m HAE knapp 28 m über dem rezenten Niveau des Dzong Chu liegt. Bei diesem Aufschluß handelt es sich um eine über 8 m hohe Steilwand eines Gullys, der die ehemaligen Bewässerungsterrassen zerschneidet. Da weder Leitern noch eine Ausrüstung zum Abseilen zur Verfügung standen, basiert die Aufschlußbeschreibung in den oberen 5 m auf Photos und Aufzeichnungen im Gelände, wobei die Lage der Schichtgrenzen von der Terrassenoberkante aus mit einem Maßband bestimmt wurde. Im unteren Teil des Aufschlusses konnten die Sedimente dagegen direkt untersucht werden.

Tab. 5.9: ^{14}C -Datierungen an Holzkohle aus dem Aufschluß Phudzeling West 2

Tiefe u. GOF [m]	Labor-Nr.	Alter [a BP]	Alter [cal AD / cal BC]
7,00	UtC-7822	2048±45	110 BC – 20 AD
8,20	UtC-7823	2387±38	520 BC – 390 BC

Die an dieser Stelle etwa 30 cm mächtige Murschüttung bildet das Top des Aufschlusses Phudzeling West 2 (Abb. 5.30). Im Liegenden folgt ein knapp 4 m mächtiger Kultosol (0,3 – 4,1 m u. GOF), der grob in 4 Lagen unterteilt werden kann und im unteren Teil relativ skelettreich (ca. 40%) ist. Unter dem Kultosol finden sich mehrere sehr skelettreiche Lagen mit kantigen Steinen und teilweise eingeregelter Schutt, die zusammen eine Mächtigkeit von 2,1 m aufweisen. Da sich in diesen Lagen eine parallel zum Hang einfallende Schichtung andeutet, dürfte es sich um Relikte einer älteren Hangschüttung handeln. Obwohl Teile dieser Lage in dem steil einfallenden Gully zugänglich waren, war hier kein datierbares Material zu finden.

Zwischen der basalen fluvialen Blocklage in >8,4 m u. GOF und der beschriebenen Hangschüttung befindet sich eine weitere ungeschichtete Feinmateriallage mit geringem Skelettanteil (6,2 – 8,4 m u. GOF), die auf Grund der Fazies als Kultosol anzusprechen ist. Keramikscherben, die diese Interpretation zweifelsfrei belegen würden, wurden jedoch nicht gefunden. Dagegen konnten zwei Holzkohleproben geborgen werden, die auch beide datiert wurden (Tab. 5.9). In Übereinstimmung mit der stratigraphischen Abfolge ergaben die Datierungen ein Alter von 45 ± 65 cal BC für die obere (7,00 m u. GOF) und 455 ± 65 cal BC für die untere Probe (8,20 m u. GOF). Damit repräsentiert die untere Feinmateriallage im Aufschluß Phudzeling West 2, für die sich eine mittlere Sedimentationsrate von 3 mm a^{-1} berechnet, den ältesten Kultosol im Bereich Kuse Nama und Phudzeling. In Hinblick auf die Einschneidung des Dzong Chu liefert die untere Probe, die bezogen auf das rezente Niveau einer relativen Höhenlage von +19,5 m entnommen wurde, ein weiteres Mindestalter für ein ehemaliges Niveau des Vorfluters.

Der Aufschluß Phudzeling West 1 (Abb. 5.31, S. 174) befindet sich etwa 30 m nördlich bzw. hangaufwärts vom Aufschluß Phudzeling West_2 auf einer knapp 10 m höher gelegenen ehemaligen Bewässerungsterrasse. Auch hier wird das Top des Aufschlusses von der an der Kante 30 cm mächtigen Murschüttung gebildet. Unmittelbar unter der holzkohlefreien Murschüttung befindet sich ein bis zu 1,5 m mächtiges, allerdings ungeschichtetes Schluffband, das als Feinsedimentation im Vorfeld der Murschüttung interpretiert wird. Im Liegenden folgt der unge-

Tab. 5.10: ^{14}C -Datierungen an Holzkohle aus dem Aufschluß Phudzing West 1

Tiefe u. GOF [m]	Labor-Nr.	Alter [a BP]	Alter [cal AD]
0,3-0,6	UtC-5769	523±38	1404 – 1435 AD
2,62	UtC-7818	972±32	1020 – 1050 AD / 1090 – 1120 AD / 1140 – 1160 AD

schichtete Kultsol, der durch eine Grabung im Hang, die mit einem Versatz verbunden war, bis in eine Tiefe von knapp 2,7 m aufgeschlossen wurde. Unmittelbar an der Obergrenze des Kultsols befand sich eine Keramikscherbe, die jedoch nicht sicher datiert werden konnte. An der Basis der Grabung wurde unter dem Kultsol eine skelettreiche (ca. 70%), grobgrusige Lage mit Feinmatrix angeschnitten. Ob sich darunter, ähnlich wie im Aufschluß Phudzing West_2, noch ein weiterer Kultsol verbirgt, konnte wegen der schwierigen Grabungsbedingungen nicht geklärt werden.

Anhand der beiden datierten Holzkohlefunde läßt sich der Kultsol im Aufschluß Phudzing West 1 zeitlich einordnen (Tab. 5.10). Eine absolute Datierung der hangenden Murschüttung war dagegen nicht möglich. Für den unteren Teil des Kultsols (2,62 m u. GOF) ergab die Datierung und die anschließende Kalibrierung insgesamt 3 mögliche Zeitspannen, die zwischen 1035±15 cal AD und 1150±10 cal AD liegen. Die Mischprobe aus den oberen 0,3 m des Kultsols lieferte in Übereinstimmung mit der sedimentologischen Abfolge ein jüngerer Datum, nämlich 1420±16 cal AD. Die genannten Daten fallen alle in den bisher diskutierten Zeitrahmen der Siedlungsaktivitäten in Phudzing. Bezüglich der oberflächennahen Probe ist festzustellen, daß sich hier trotz der methodischen Schwierigkeiten mit denen die indirekte Datierung von Sedimenten über Holzkohle verbunden ist, ein Zeitpunkt der letzten Bearbeitung der Feldterrasse andeutet, der deutlich vor der Auflassung der Siedlung Phudzing Mitte des 17. Jh. (SIMONS et al. 1994a, 54) liegt. Daher liegt die Vermutung nahe, daß die Murschüttung einsetzte, als die Siedlung Phudzing noch bewohnt und die umliegenden Felder noch bewirtschaftet wurden.

Durch die mehrdeutigen Ergebnisse der Kalibrierung der basisnahen Probe, die einen Zeitraum von über 100 a umfassen, läßt sich für den Aufschluß Phudzing West_1 keine eindeutige mittlere Sedimentationsrate berechnen. Je nachdem, ob die längste oder die kürzeste mögliche Zeitspanne zwischen der basisnahen und der oberflächennahen Probe verwendet wird, ergeben sich mittlere Sedimentationsraten von etwa 5,5 bzw. 8,0 mm a⁻¹.

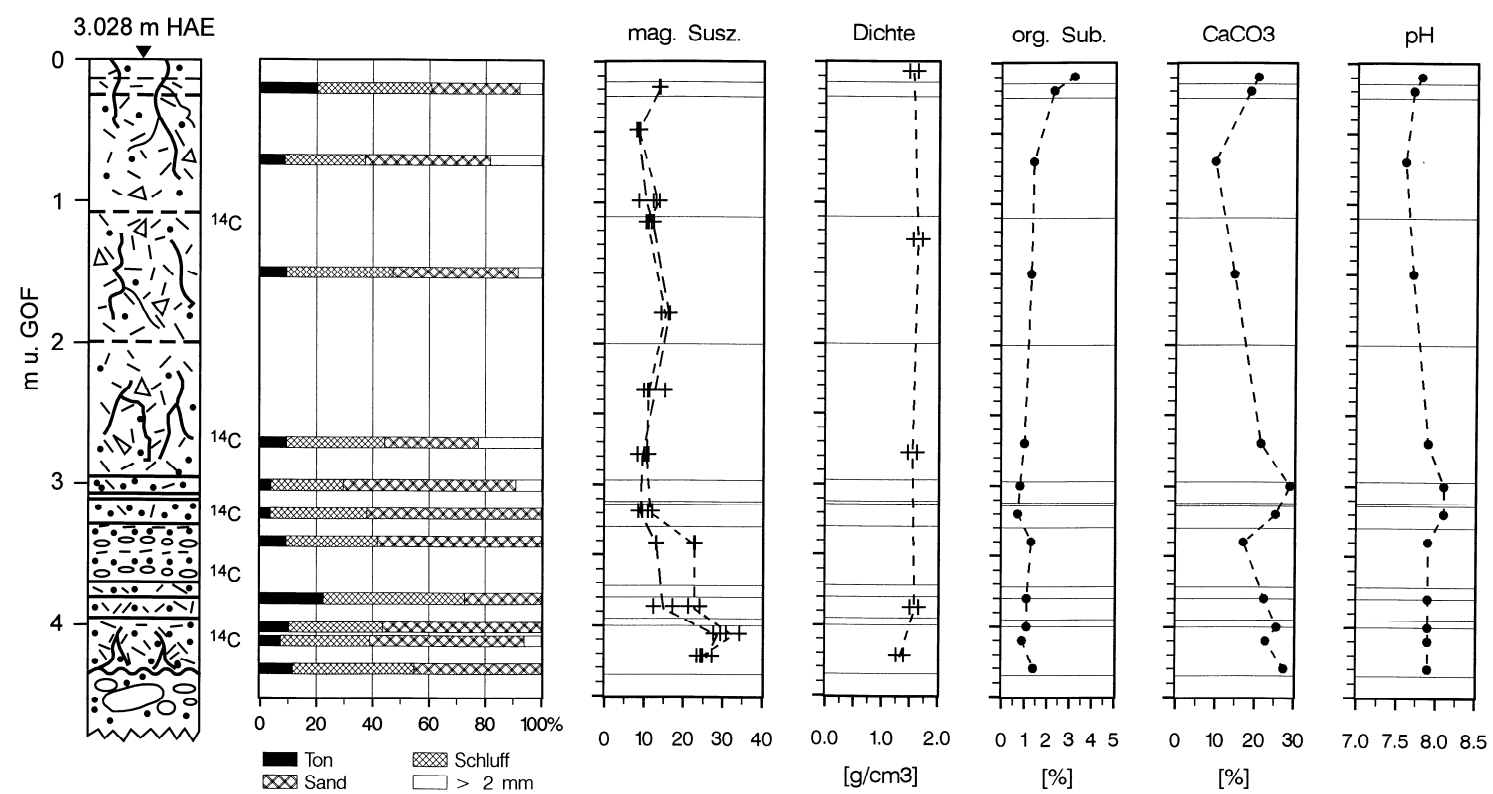


Abb. 5.28 (links): Aufschluß Phudzeling Süd 1

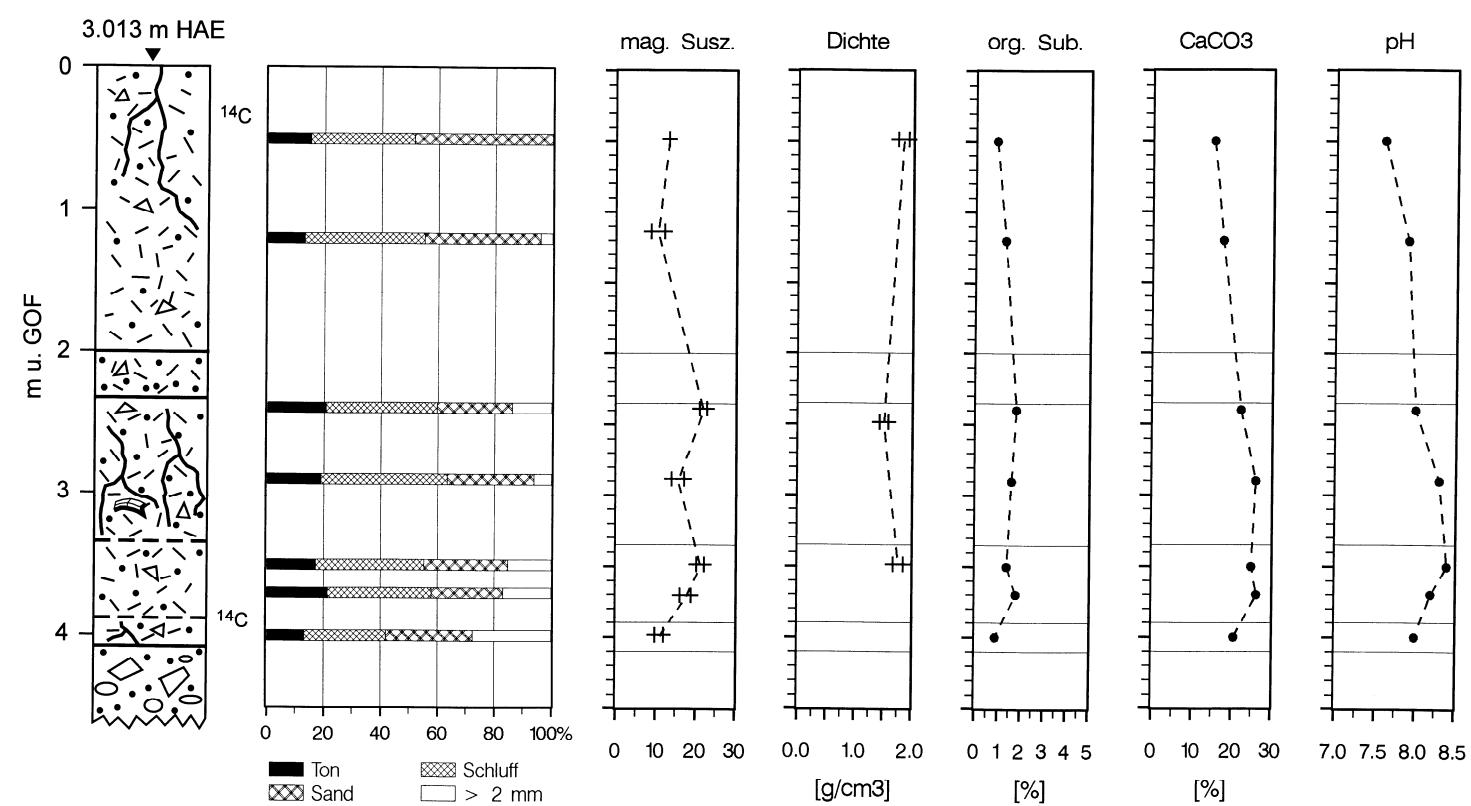
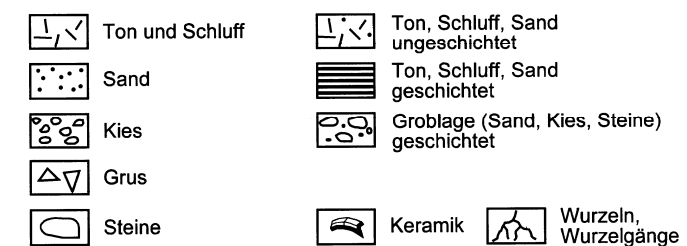


Abb. 5.29 (links): Aufschluß Phudzeling Süd 2

Legende:



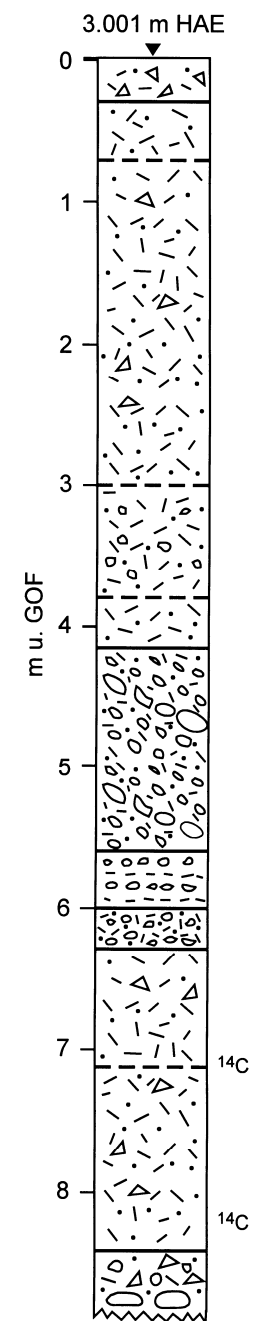


Abb. 5.30: Aufschluß Phudzeling West 2
(Legende Aufschlußbeschreibungen s. Abb. 5.32)

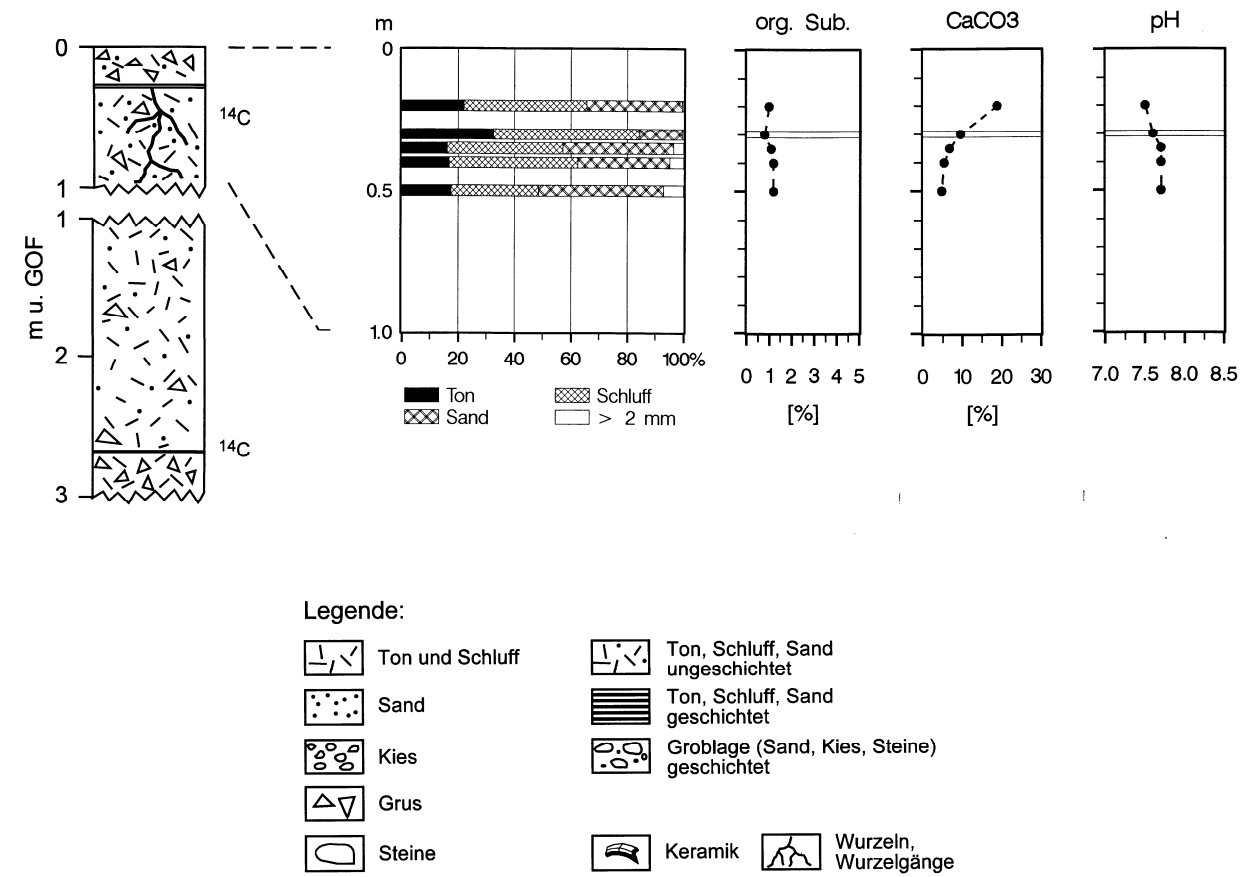


Abb. 5.31: Aufschluß Phudzeling West 1

5.2.2.2 *Sedimentologische und bodenkundliche Befunde*

Analog zur Darstellung der Ergebnisse der sedimentologisch-bodenkundlichen Untersuchungen am Kultosol von Kagbeni (Kap. 5.2.1.2, S. 143ff.) sind in den Abbildungen 5.32 bis 5.35 (S. 180f.) die Ergebnisse der entsprechenden Analysen für die Kultosole im Bereich der Flurwüstung Kuse Nama und Phudzeling aufbereitet. Die Tabellen 5.11 und 5.12 (S. 178f.) geben darüber hinaus Auskunft über einschlägige statistische Kennwerte und signifikante lineare Tiefenfunktionen der einzelnen Parameter. Nachdem die Interpretation der Laboranalysen am Beispiel des Kultosols von Kagbeni intensiv diskutiert wurde, sollen im folgenden relativ komprimiert die Übereinstimmungen bzw. Abweichungen zwischen dem Kultosol von Kagbeni einerseits und den Kultosolen im Mittleren Muktinath Tal andererseits hervorgehoben werden. Dabei hat bereits die Beschreibung der Aufschlüsse (Abb. 5.24 bis Abb. 5.31) deutlich gezeigt, daß die makroskopische Struktur der Kultosole sehr ähnlich ist. Damit ist insbesondere gemeint, daß sich auch die Kultosole in Kuse Nama und Phudzeling anhand makroskopischer Merkmale wie Farbton und Skelettgehalt jeweils weiter unterteilen lassen. Wie den einzelnen Aufschlußdokumentationen (s. Abb. 5.24, 5.26, 5.28 5.29 5.31) zu entnehmen ist, hat diese Gliederung allerdings keinen Einfluß auf die vertikale Differenzierung der grundlegenden pedologischen Kennwerte.

Bezüglich der Körnung der Kultosole in Kuse Nama und Phudzeling (s. Abb. 5.24, 5.26, 5.28 5.29 5.31) läßt sich zusammenfassend festhalten, daß der Skelettgehalt, ähnlich wie in Kagbeni, in der Regel unter 10% liegt. Die Analyse der Korngrößenverteilung des Feinbodens, die hier nicht separat dargestellt ist, ergab dagegen eine etwas stärkere Streuung der Werte und mit einer Dominanz der Feinbodenart „stark lehmiger Sand“ (SI4) (s. AG BODEN 1994, 134f.) ein Modalwert mit etwas höherem Sandanteil. Das sehr ähnliche Gemenge aus Skelettgehalt und Feinmaterial, das in Kuse Nama und Phudzeling zu finden ist, weist damit deutlich auf eine Substratgenese hin, die mit jener im Bereich des Schwemmfächers von Kagbeni vergleichbar, vermutlich sogar identisch ist (s. Kap. 5.2.1.4).

Auch die grundlegenden pedologischen Kennwerte (Gehalt an organische Substanz, Carbonatgehalt, pH-Wert) zeigen eine große Übereinstimmung mit den Befunden aus Kagbeni (vgl. Tab. 5.11 mit Tab. 5.2, S. 150). Zudem weisen die signifikanten Korrelationskoeffizienten auf vorhandene lineare Tiefenfunktionen dieser Parameter, wobei der pH-Wert in den Kultosolen der Flurwüstung allerdings mit zunehmender Tiefe unter der Geländeoberfläche und parallel zum Carbonatgehalt leicht ansteigt (s. Abb. 5.32).

Deutlich Unterschiede sind dagegen bei der elektrischen Leitfähigkeit festzustellen. Mit einer maximalen Leitfähigkeit im Wassereextrakt (EC_w) von $6,5 \text{ mS cm}^{-1}$ und einem Median, der mit $2,9 \text{ mS cm}^{-1}$ fast den Schwellenwert erreicht, ab dem mit starken Ertragseinbußen zu rechnen ist (s. Kap. 3.2.2, S. 67), zeigen die

Messungen an den Proben von den aufgelassenen Fluren in Kuse Nama und Phudzing eine erhebliche Salzbelastung der Böden an. Dabei konzentrieren sich die hohen Werte auf die Kultosole, wie der Vergleich der EC_w -Werte aus der basalen fluvialen Lage im Aufschluß Phudzing Süd 1 mit den Werten im hangenden Kultosol, bzw. den Werten aus dem Aufschluß Phudzing Süd 2 zeigt. Ähnlich wie am Aufschluß Kagbeni Torbogen (s. S. 146), kann nicht völlig ausgeschlossen werden, daß sich die hohen Salzgehalte erst nach Auflassung der Bewässerungsterrassen durch kapillar aufsteigendes Grund- oder Hangwasser eingestellt haben. Dennoch deutet die Konzentration hoher Werte auf den Bereich der Kultosolaufage in diesem Fall auf einen ursächlichen Zusammenhang mit der künstlichen Bewässerung hin. Zusammen mit der unten zu diskutierenden Einschneidung des Vorfluters könnte also die allmähliche Versalzung des Bodens zur Auflassung von Kuse Nama und Phudzing beigetragen haben.

Die darüber hinaus für den Stoffhaushalt des Bodens wichtigen Eingangs- und Kenngrößen der Kationen-Austausch-Kapazität (Abb. 5.33 u. Tab. 5.11) liegen in den Kultosolen des Mittleren Muktinath Tals wiederum auf etwa gleichem Niveau wie in Kagbeni. Für Kalium und Natrium sind aber 2- bzw. 5-fach höhere Gehalte festzustellen. Dies zieht eine entsprechend höhere Kalium- bzw. Natrium-Sättigung der Böden nach sich, die aber mit Werten von maximal 7,5 bzw. 0,6 noch auf einem niedrigen Niveau liegt.

Für die pflanzenverfügbaren Nährstoffe K_{CAL} und P_{CAL} zeigt der Vergleich der Tabellen 5.2 und 5.11 an den Standorten im Mittleren Muktinath Tal nicht nur eine deutlich größere Spannweite der Einzelwerte, die für K_{CAL} bis zu 885 mg kg^{-1} und für P_{CAL} bis über $1.3000 \text{ mg kg}^{-1}$ erreichen, sondern auch deutlich höhere Medianwerte (s. Tab. 5.11). Basierend auf den Medianwerten und der in der Bundesrepublik verwendeten Bewertungsmaßstäbe (s. KUNTZE et al. 1994, 213f.) wäre die K-Versorgung der Kultosole als „optimal“ zu bezeichnen, während die P-Versorgung einen „schwachen Mangel“ aufweist. Angesichts der hohen elektrischen Leitfähigkeit der Böden könnte der Standort heute jedoch erst nach erfolgreicher Auswaschung der Salze genutzt werden.

Im Hinblick auf die Schwermetallgehalte in den Kultosolen von Kuse Nama und Phudzing (Abb. 5.35 u. Tab. 5.12) kann, wie bereits für Kagbeni, festgestellt werden, daß diese mit Ausnahme des Elements Nickel, die in der Bundesrepublik gültigen Grenz- bzw. Prüfwerte in der Regel nicht annähernd erreichen. Bei einem Vergleich der mittleren Elementgehalte an den beiden Standorten zeigt sich, daß die Schwermetallgehalte in den Kultosolen von Kuse Nama und Phudzing, mit Ausnahme der Elemente Cadmium und Kobalt, höher sind als jene bei Kagbeni. Dies dürfte auf die geringere Entfernung zum Oberen Muktinath Tal zurückzuführen sein, in dem weitflächig Tonschiefer anstehen (die sog. Spiti Shales, s. Kap.

Tab. 5.11: Statistische Kennwerte und Tiefenfunktion der untersuchten Bodenparameter für die Kultusole von Kuse Nama und Phudzeling

Parameter	Dimension	n	x_{\min}	x_{\max}	\bar{x}	Md	CV [%]	Tiefen- funktion [r_{xy}]
organische Substanz	Masse-%	60	0,6	3,3	1,4	1,3	36	-0,427
Carbonatgehalt	Masse-%	58	4,5	29,3	19,0	20,3	35	0,641
pH		30	7,5	8,4	7,9	7,9	3	0,568
EC _w	mS cm ⁻¹	23	0,4	6,5	2,8	2,9	59	–
Ca ²⁺	cmol/z/kg	37	12,4	70,2	27,9	26,8	34	–
Mg ²⁺	cmol/z/kg	37	0,3	10,4	4,3	3,3	67	–
K ⁺	cmol/z/kg	37	0,04	1,8	0,6	0,5	63	-0,375
Na ⁺	cmol/z/kg	37	0,03	2,3	0,8	0,4	104	–
S-Wert	cmol/z/kg	37	15,8	72,1	33,5	32,2	28	-0,408
H-Wert	cmol/z/kg	38	0	0,5	0,01	0	616	–
T-Wert	cmol/z/kg	37	15,8	72,1	33,5	32,2	28	-0,410
Basensättigungsgrad	%	37	98,4	100,0	99,9	100	<1	–
Ca-Sättigung	%	37	63,4	97,3	82,7	88,7	13	–
Mg-Sättigung	%	37	1,3	30,5	13,0	8,8	65	–
K-Sättigung	%	37	0,1	4,3	1,7	1,6	52	–
Na-Sättigung	%	37	0,08	7,5	2,4	1,1	103	–
SAR	%	37	<0,01	0,6	0,2	0,09	105	–
K _{CAL}	mg kg ⁻¹	50	6,2	884,6	207,7	163,3	85	-0,326
P _{CAL}	mg kg ⁻¹	62	0	1306,0	227,6	138,4	111	-0,422

Anm.: r_{xy} ist nur für lineare Korrelationen mit einem Signifikanzniveau von $\alpha \leq 5\%$ angegeben (s. BAHRENBURG et al. 1990, 155).

Tab. 5.12: Statistische Kennwerte und Tiefenfunktion der Schwermetallgehalte in den Kultosolen von Kuse Nama und Phudzeling

Parameter	Dimension	n	x_{\min}	x_{\max}	\bar{x}	Md	CV [%]	Tiefen- funktion [r_{xy}]
Blei	mg kg ⁻¹	30	2,4	43,3	12,5	12,5	59	–
Cadmium	mg kg ⁻¹	30	0,01	1,27	0,09	0,05	239	-0,278
Chrom	mg kg ⁻¹	30	12,4	75,5	52,1	54,4	33	–
Eisen	%	30	2,7	5,1	3,8	3,8	14	-0,518
Kobalt	mg kg ⁻¹	30	0,8	13,2	3,0	1,8	99	–
Kupfer	mg kg ⁻¹	30	6,6	21,5	15,0	15,5	27	–
Nickel	mg kg ⁻¹	30	18,7	49,9	36,1	36,0	21,5	-0,346
Zink	mg kg ⁻¹	30	50,4	119,4	93,8	97,9	16	-0,345

Anm.: r_{xy} ist nur für lineare Korrelationen mit einem Signifikanzniveau von $\alpha \leq 5\%$ angegeben (s. BAHRENBURG et al. 1990, 155).

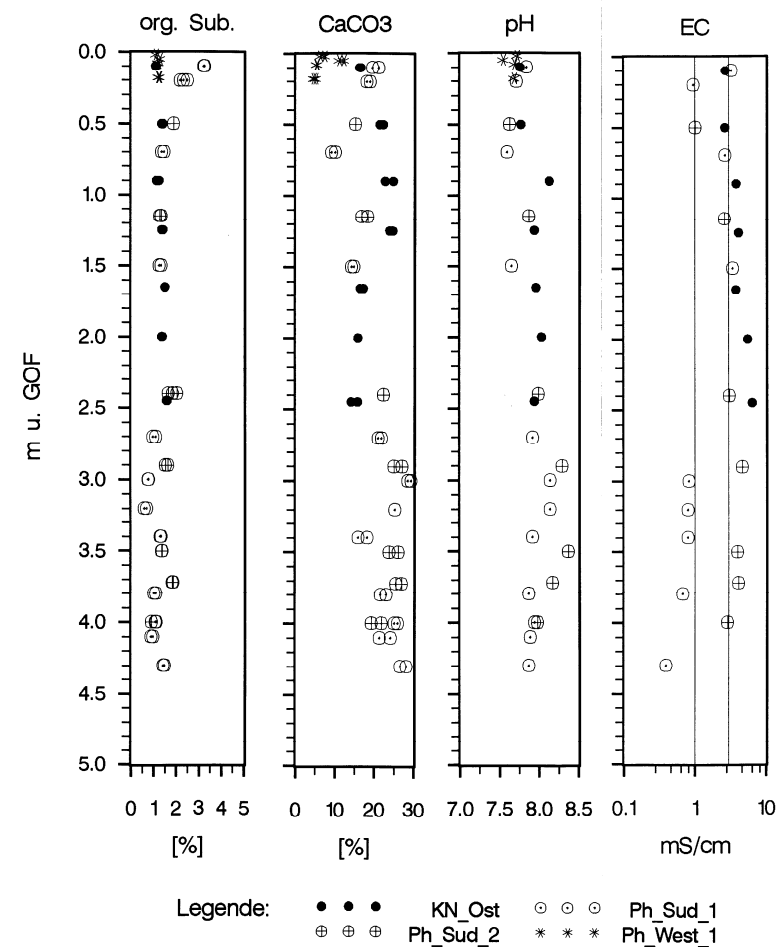


Abb. 5.32: Pedologische Kennwerte der Kultusole von Kuse Nama und Phudzeling

Dichte = natürliche Lagerungsdichte [g cm^{-3}]
 org. Sub. = Gehalt an organischer Substanz [Masse-%]
 CaCO_3 = Carbonatgehalt [Masse-%]
 pH = pH-Wert,
 EC = elektrische Leitfähigkeit (EC_w) [mS cm^{-1}]
 (vertikale Linien markieren 1 und 3 mS cm^{-1})

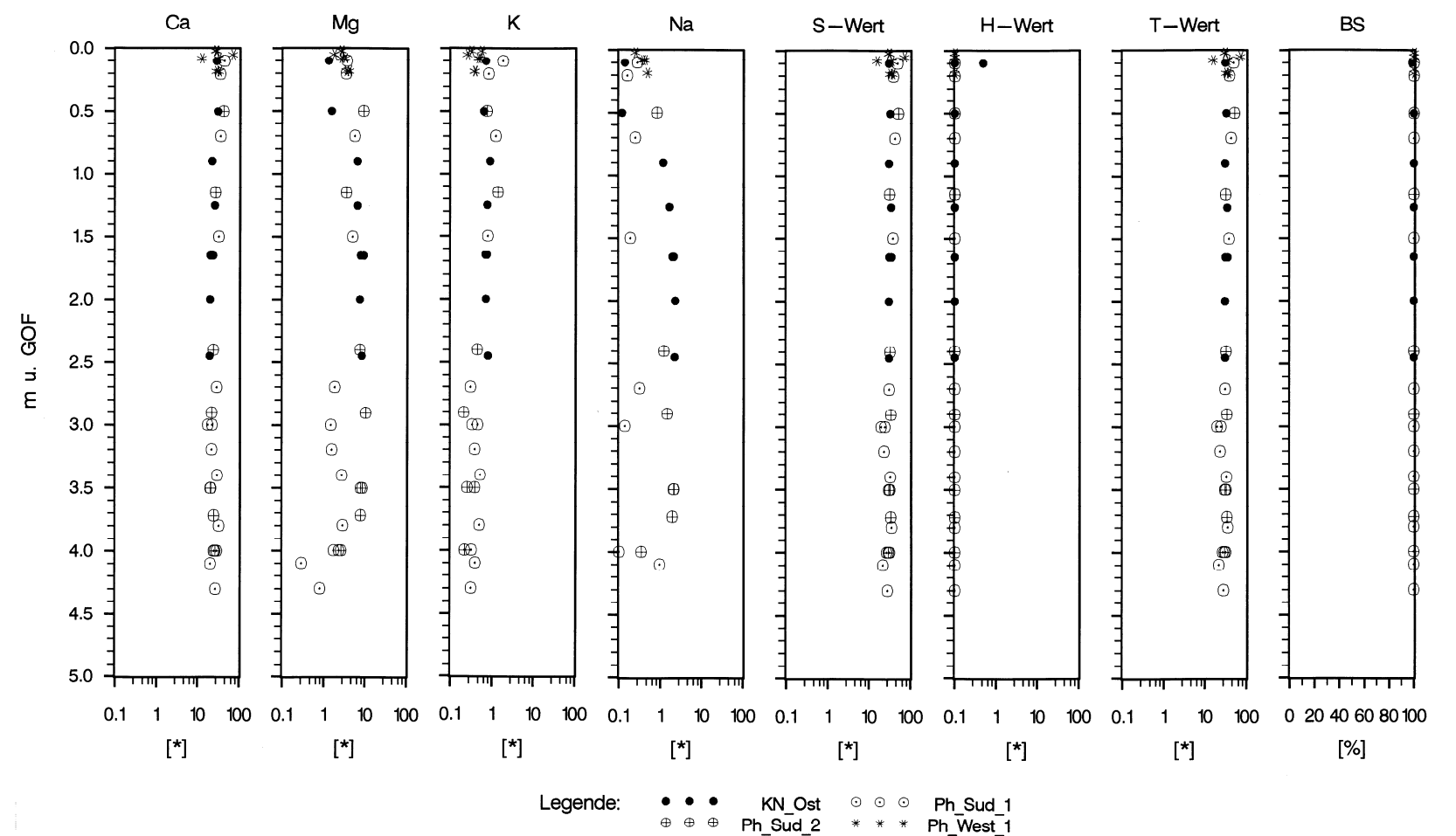


Abb. 5.33: Austauschbare Kationen (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) und Kationen-Austausch-Kapazität (KAK_{eff}) der Kultusole von Kuse Nama und Phudzeling [*] = [cmol/z/kg]

Anm.: Für die logarithmische Darstellung wurde ein einheitlicher Wertebereich von 0,1 – 100 cmol/z/kg gewählt (Ausnahme: Basensättigungsgrad (BS)).

In den meisten Fällen ist der H-Wert = 0. Um den Eindruck fehlender Werte zu vermeiden, wurde in diesen Fällen der H-Wert für die Darstellung auf 0,1 gesetzt.

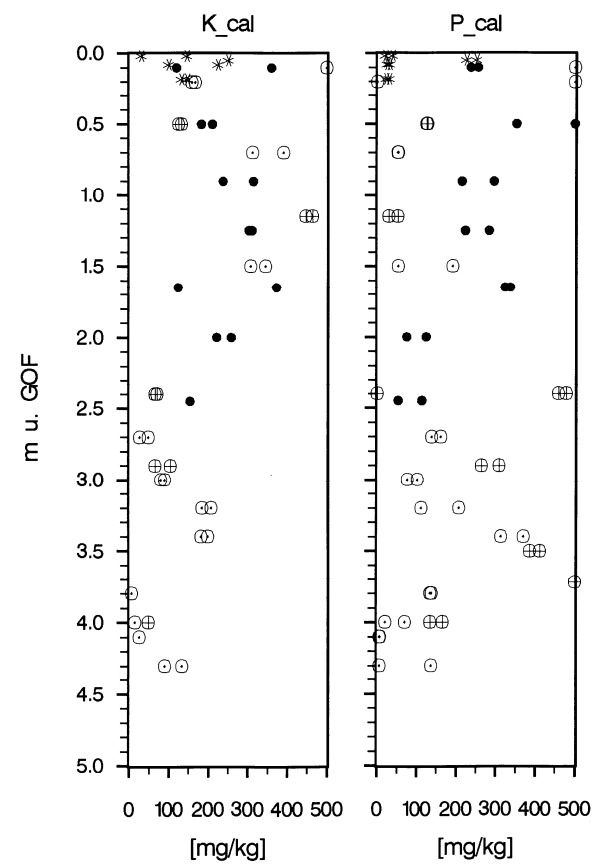
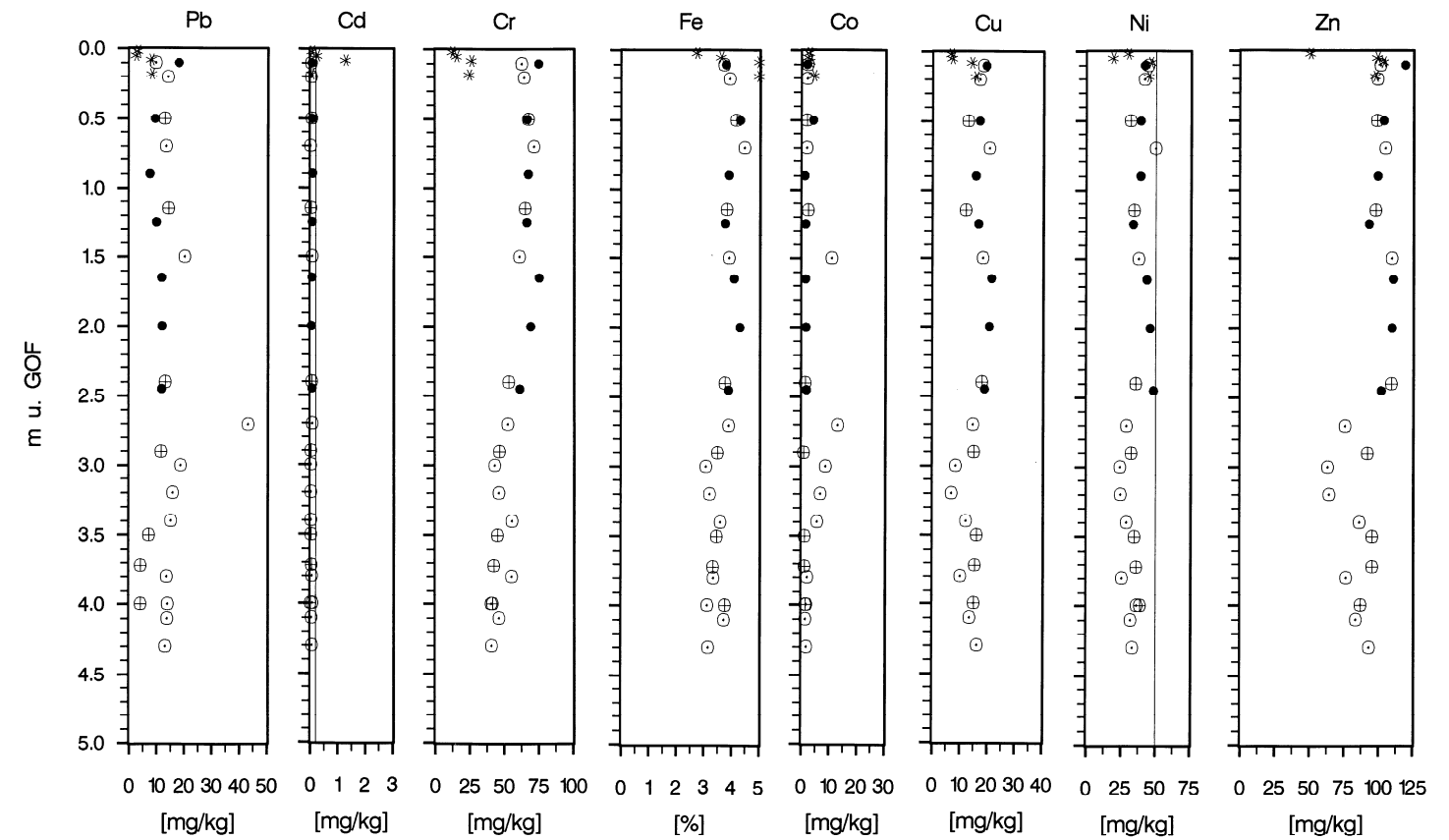


Abb. 5.34: Nährstoffgehalte (K_{CAL} [mg kg^{-1}] und P_{CAL} [mg kg^{-1}]
der Kulturole von Kuse Nama und Phudzeling

(Legende Probenahmepunkte s. Abb. 5.36)

Anm.: Die Darstellung wurde auf den Wertebereich von 0 – 500 mg kg^{-1} beschränkt
und Werte $>500 \text{ mg kg}^{-1}$ auf 500 mg kg^{-1} gesetzt.



Legende: ● ● ● KN_Ost ○ ○ ○ Ph_Sud_1
⊕ ⊕ ⊕ Ph_Sud_2 * * * Ph_West_1

Abb. 5.35: Schwermetallgehalte (Blei, Cadmium, Chrom, Eisen, Kobalt, Kupfer, Nickel und Zink)
der Kulturole von Kuse Nama und Phudzeling

In der Klärschlamm-Verordnung der Bundesrepublik Deutschland (1982) festgelegte Grenzwerte für Böden:
Pb: 100 mg kg^{-1} , Cd: 3 mg kg^{-1} , Cr: 100 mg kg^{-1} , Cu: 100 mg kg^{-1} , Fe: n.a., Ni: 50 mg kg^{-1} , Zink: 300 mg kg^{-1}
(zit. in Schachtschabel et al. 1989, 305)

5.1.3, S. 130), die in der Regel durch höhere Schwermetallgehalte als andere Gesteine gekennzeichnet sind (s. LFU BA-WÜ & ROTH 1997, 158).

Zusammenfassend ist auf der Grundlage der durchgeführten Laboranalysen hinsichtlich der sedimentologischen und bodenchemischen Eigenschaften sowie der Schwermetallgehalte eine große Übereinstimmung zwischen den Kultosolen von Kuse Nama und Phudzeling sowie Kagbeni festzustellen. Als wesentlicher Unterschied ist die hohe Salzbelastung der Böden in Kuse Nama und Phudzeling hervorzuheben. Dabei liegen die elektrischen Leitfähigkeiten (EC_w) so hoch, daß nach der Klassifikation von MUHR et al. (1963, zit. in GUPTA & GUPTA 1997, 53) bei einer ackerbaulichen Nutzung mit erheblichen Ertragseinbußen zu rechnen ist. Größtenteils erreicht die EC_w -Werte in Kuse Nama und Phudzeling ein Niveau, das eine Zuordnung der Böden zur Gruppe der Neutralsalzböden erlaubt (s. KUNTZE et al. 1994, 342; GUPTA & GUPTA 1997, 53; BRADY & WEIL 1999, 387).

5.2.2.3 *Landschaftsogenetische Interpretation*

Die Frage nach der Einschneidung des Dzong Chu seit dem Siedlungsbeginn und deren mögliche Auswirkungen auf den Bewässerungsfeldbau bildete einen Schwerpunkt der Untersuchungen im Mittleren Muktinath Tal. Basierend auf den eingangs erläuterten geomorphologischen Indizien (s. Kap. 5.2.2; S. 162) war zu vermuten, daß die Einschneidung des Dzong Chu in das Talsohlniveau weitgehend in den siedlungsgeschichtlichen Zeitabschnitt zu stellen sei. Um diese Vermutung zu überprüfen, wurde versucht, die Einschneidung des Dzong Chu über die Datierung der Basis der in unterschiedlicher Höhe über dem rezenten Bachbett gelegenen Kultosole zeitlich absolut zu fassen.

In Abbildung 5.36 (S. 183) sind die Befunde aus den Aufschlüssen im Bereich von Kuse Nama und Phudzeling unter diesem Aspekt zusammengestellt. Dabei zeigt sich ganz eindeutig, daß die Datierung der fluvialen Lage im Aufschluß Phudzeling Süd 1 (UtC-6966) sowie der Basis der Kultosole eine zeitliche Zuordnung der einzelnen Niveaus ergibt, die eine Einschneidung des Vorfluters in das Talsohlniveau innerhalb des siedlungsgeschichtlichen Zeitabschnitts belegt. Als mittlere Einschneidungsrate des Dzong Chu läßt sich aus den vorliegenden Datierungen für die letzten 3,2 ka ein Wert von ca. 1 m pro 100 a ableiten.

Bei einer detaillierten Analyse des Kurvenverlaufs deuten sich Phasen unterschiedlich starker Einschneidung an. So berechnet sich aus den Befunden in den Aufschlüssen Phudzeling Süd 1 und Phudzeling West 2 unter Berücksichtigung der Fehlerfortpflanzung (3-1; S. 71) für den Zeitraum zwischen 1160 ± 100 BC und 455 ± 65 BC eine mittlere Einschneidung von $1,8 \pm 0,3$ m pro 100 a, während im darauf folgenden Zeitraum bis 340 ± 110 AD nur eine mittlere Einschneidung um $0,4 \pm 0,06$ m pro 100 a nachzuweisen ist. Für die letzten 1.660 ± 110 a ergibt sich aus

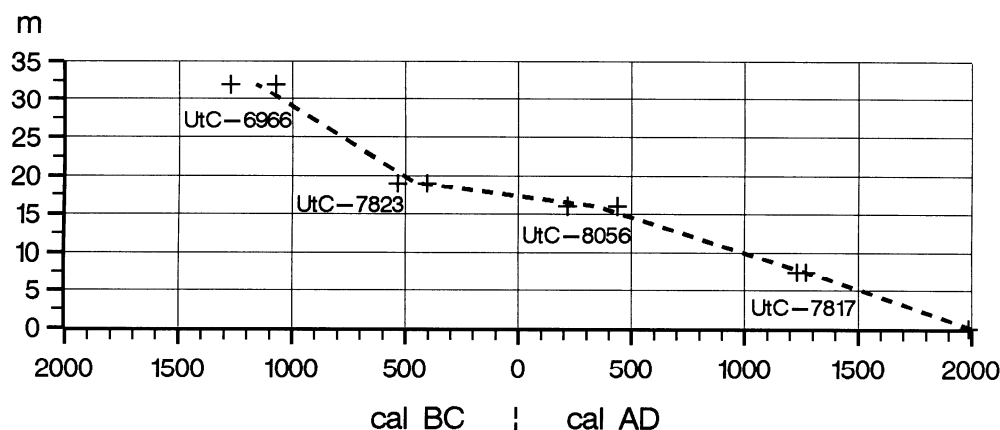


Abb. 5.36: Mindestalter der Dzong Chu Terrassenniveaus im Mittleren Muktinath Tal.

Höhenangaben bezogen auf das rezente Niveau des Dzong Chu.

Die eingetragenen Identifikationsnummern der ^{14}C -Datierungen weisen auf die Altersangaben in den Tabellen 5.4, 5.5, 5.6 und 5.7.

dem rezenten Niveau und gestützt durch die Datierung im Aufschluß Kuse Nama Ost eine Einschneidung um $1,0 \pm 0,1$ m pro 100 a.

Über die Änderungen der Einschneidungsraten deuten sich Stabilitäts- und Instabilitätsphasen an, die einerseits klimatische oder morphodynamische Variationen anzeigen könnten und andererseits mit den Befunden zur Siedlungsentwicklung parallelisierbar wären. So verführerisch eine entsprechende Interpretation auch sein mag, so ist sie derzeit angesichts der geringen Anzahl an Datierungen als spekulativ abzulehnen. Ein grundlegendes Problem, das in diesem Zusammenhang besteht, ist die Tatsache, daß mit Ausnahme der fluvialen Lage in 32 m über dem rezenten Dzong Chu Niveau (Aufschluß Phudzeling Süd 1), die Datierungen der Niveaus auf annähernde Maximalalter für die hangenden Kultsole basieren, weil die liegenden groben fluvialen Lagen kein datierbares Material enthalten. Zur Länge der Hiaten zwischen der Basis der Kultsole und den liegenden fluvialen Schichten konnten dadurch keine über Datierungen abgesicherten Kenntnisse gewonnen werden. Implizit wird aber vorausgesetzt, daß die im Rahmen der Einschneidung des Dzong Chu gebildeten Terrassenflächen zeitnah als Bewässerungsterrassen in Wert gesetzt wurden.

5.2.2.4 Siedlungsgeschichtliche Interpretation

Die bisher vorgelegten Datierungen zur Siedlungsgeschichte im Bereich von Phudzeling (SIMONS & SCHÖN 1998, 34) weisen anhand einer ^{14}C -Datierung auf einen Beginn der Siedlungsaktivitäten um 1500 cal BC. Gleichzeitig zeigen die vorgelegten Datenreihen aber auch erhebliche Datierungslücken insbesondere für

den Zeitraum zwischen dem angenommenen Beginn der Siedlungstätigkeit und etwa 900 cal AD.

Mit den im Raum Kuse Nama und Phudzeling identifizierten und datierten Kultosolen wurde ein Geoarchiv erschlossen, das als kumulatives Relikt der Bewässerungslandwirtschaft die Nutzung und damit die Besiedlung dokumentiert. Die Beprobung für die Datierung der Kultosole hatte zum Ziel, durch möglichst basisnahe bzw. oberflächennahe Proben, die Andauer der Bewässerungslandwirtschaft zu bestimmen. Mit Ausnahme des Aufschlusses Phudzeling Süd 1 (s. Tab. 5.7, S. 170) in dem die basisnahe Probe aus dem Kultosol zu einer inversen Altersabfolge führt, liegen alle weiteren Datierungsergebnisse innerhalb des bisher diskutierten Zeitrahmens für die Besiedlung. Darüber hinaus ergab die Berechnung der Sedimentationsraten für die Anthrolehme in Kuse Nama und Phudzeling (s. Kap. 5.2.2.1), mit Ausnahme des Aufschlusses Phudzeling Süd 1 Werte, die mit jenen von Kagbeni gut übereinstimmen. Aus diesem Befund ist abzuleiten, daß die datierten Kultosole, ähnlich wie in Kagbeni (s. Kap. 5.2.1.5), eine weitgehend kontinuierliche Nutzung der jeweiligen Bewässerungsterrassen dokumentieren.

Die Ergebnisse der Datierungen an den einzelnen Aufschlüssen sind in Abbildung 5.39 zusammengefaßt. Dabei sind die vorliegenden kalibrierten Daten, jeweils unter Berücksichtigung der Fehler, die den entsprechenden Tabellen zu entnehmen sind, dargestellt und für die jeweiligen Aufschlüsse durch gestrichelte Linien verbunden. Um nicht den Eindruck zu erwecken, daß mehr Datierungen

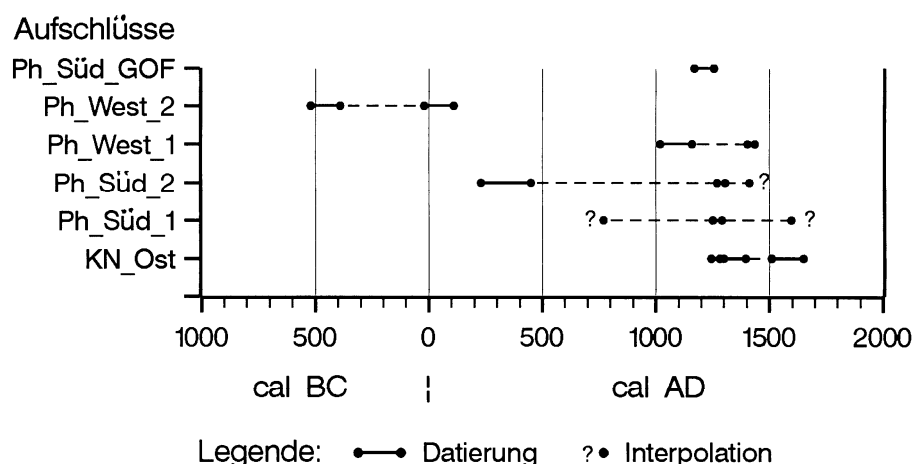


Abb. 5.37: Alter der Kultosole in Kuse Nama und Phudzeling als Indikatoren für die Andauer der Nutzung im Rahmen der Bewässerungslandwirtschaft

(KN_Ost: Kuse Nama Ost (Tab. 5.6);
 Ph_Süd_1: Phudzeling Süd 1 (Tab. 5.7); Ph_Süd_2: Phudzeling Süd 2 (Tab. 5.8);
 Ph_West_1: Phudzeling West 1 (Tab. 5.10); Ph_West_2: Phudzeling West 2 (Tab. 5.9))
 Ph_Süd_GOF: zusätzliche Einzelprobe aus 0,3 m u. GOF im Bereich Phudzeling Süd
 (UtC-5768: 842±38 a BP entsprechend 1170 – 1255 cal AD)

vorliegen als tatsächlich durchgeführt wurden, wurde in den Fällen, in denen die Kalibrierung mehreren Ergebnisse lieferte (z.B. UtC-7818 in Tab. 5.10, S. 173), der gesamte mögliche Zeitraum als Fehlerspanne dargestellt. Für den Aufschluß Phudzeling Süd 1 und das Top des Aufschlusses Phudzeling Süd 2 wurde darüber hinaus der über den Kultosol repräsentierte Zeitraum anhand der am Aufschluß Phudzeling Süd 2 berechneten mittleren Sedimentationsrate extrapoliert.

Die Datierung der Kultosole in Kuse Nama und Phudzeling belegt, in Ergänzung der bisherigen archäologischen Befunde, eine von 455 ± 65 cal BC bis 1580 ± 70 cal AD andauernde, weitgehend lückenlose Periode der Bewässerungswirtschaft im Mittleren Muktinath Tal. Dabei ist eine deutliche Konzentration der Daten im Zeitraum zwischen 1000 und 1500 cal AD, in den auch die Siedlung Phudzeling gestellt wird (SIMONS et al. 1994a, 54) festzustellen. Darüber hinaus ist über den Aufschluß Kuse Nama Ost eine relativ späte Erweiterung der genutzten Flächen zwischen 1263 ± 19 und 1580 ± 90 cal AD belegbar. Dagegen ergab die Untersuchung der Kultosole keinen Hinweis auf Anthrolehme, die vor 455 ± 65 cal BC datieren. Da nicht jeder Aufschluß untersucht werden konnte, ist aber auch nicht auszuschließen, daß der Bewässerungsfeldbau bereits früher eingesetzt hat. Über die Befunde im Aufschluß Phudzeling Süd 1, in dem anthropogen offenbar nicht direkt beeinflusste Lagen in den Zeitraum zwischen 2045 ± 85 cal BC und 1160 ± 100 cal BC datieren, läßt sich der Zeitraum der direkten anthropogenen Veränderungen der Landschaft durch Bewässerungsfeldbau aber auf die Zeit nach 1160 ± 100 cal BC einengen.

Zur Frage der Auflassung der Felder kann zunächst einmal eindeutig festgestellt werden, daß ein singuläres Ereignis (eine Naturkatastrophe) als Ursache auszuschließen ist. Die Muraktivitäten, die westlich von Phudzeling gegen 1420 ± 16 cal AD und damit bereits vor der Auflassung der Siedlung Phudzeling einsetzen und einen räumlich eng begrenzten Teil der Felder überschüttet haben, sind vom Umfang her als gering einzustufen. Es ist zwar nicht auszuschließen, daß die Gefährdung von Feldern durch einen Murkegel in unmittelbarer Nähe der Siedlung als schlechtes Omen interpretiert wurde und damit unterschwellig zur Auflassung der Siedlung beigetragen hat. Andererseits deutet die Datierung darauf hin, daß die Muraktivitäten bereits etwa 200 a vor der Auflassung von Phudzeling einsetzen, so daß hier von einem eher geringen Zusammenhang auszugehen ist.

Damit rückt die Frage nach den Auswirkungen der Einschneidung des Dzong Chu auf die Wasserversorgung insbesondere der Felder und die Frage der Versalzung der Böden in den Vordergrund der Überlegungen zu möglichen landschafts-ökologischen Ursachen der Auflassung der Bewässerungsoase von Phudzeling und Kuse Nama. Wie die Befunde aus Kagbeni zeigen, wird im Rahmen einer funktionierenden Bewässerung eine ausreichende Auswaschung der Salze erreicht. Eine ungenügende Wasserversorgung aber dürfte bei der stark negativen klimatologi-

schen Wasserbilanz (s. Kap. 2.2.2, S. 25ff.) innerhalb kurzer Zeit zu einer Umkehr des Bodenwasserstroms führen.

Der Vergleich der Befunde zur Einschneidung des Dzong Chu (Abb. 5.36, S. 182) und zur Andauer der Bewässerungslandwirtschaft im Mittleren Muktinath Tal (Abb. 5.37, S. 184) zeigt in diesem Zusammenhang, daß auch die höher gelegenen Terrassen trotz fortschreitender Einschneidung des Dzong Chu bis ins 15./16. Jh. hinein genutzt wurden. Eine sukzessive Verlagerung der ackerbaulichen Aktivitäten auf niedriger gelegene Terrassen, die permanente Probleme bei der Bewässerung höher gelegener Terrassen und eine daraus resultierende Versalzung der Böden bei sich eintiefendem Vorfluterniveau andeuten könnte, ist nicht festzustellen. Das Bewässerungssystem konnte offenbar durch eine sukzessive Verlagerung der Ansatzpunkte des Bewässerungssystems über lange Zeit der Einschneidung des Dzong Chu sowie der tributären Tiefenlinien angepaßt werden. Daher stellt sich die Frage, ob zum Zeitpunkt der Auflassung von Phudzeling, vor etwa 300 bis 400 a, als das Vorfluterniveau höchstwahrscheinlich noch 3 bis 4 m über dem rezenten Niveau lag, ein Schwellenwert überschritten wurde, der zu einer Beeinträchtigung oder zu einer irreparablen Schädigung des Bewässerungssystems, die eine Versalzung der Böden nach sich zog, führte. Ein neuralgischer Punkt könnte in diesem Zusammenhang der Bereich unmittelbar östlich von Phudzeling gewesen sein, wo heute auf beiden Seiten des Dzong Chu oberhalb der Flurwüstung die Hänge durch Lateralerosion versteilt sind. Da in den Steilwänden jedoch weder Reste von Bewässerungskanälen noch sonstige Hinweise auf die ehemalige Geländebeschaffenheit zu finden sind, lassen sich diese Überlegungen nicht weiter vertiefen.

Eine weitere Frage, die im Mittleren Muktinath Tal zu klären war, war jene nach dem Zugang zu den östlich von Phudzeling in der Steilwand gelegenen Höhlen (Abb. 5.23, S. 163). Anhand der geomorphologischen Situation war, wie eingangs erläutert (Kap. 5.2.2.), vermutet worden, daß diese Höhlen, ähnlich wie die Höhlen unmittelbar nördlich der Siedlung Phudzeling, ehemals über einen Hangschuttfächer zu erreichen waren. Auf der Grundlage der Ergebnisse zur Einschneidung des Dzong Chu und den Eckdaten, die sich aus der rezenten geomorphologischen Situation ableiten lassen, wurde ein quantitatives Modell zur Rekonstruktion der Zugänglichkeit der Höhlen in der Steilwand abgeleitet. Abbildung 5.40 dokumentiert mit durchgezogener Linie zunächst den rezenten Talquerschnitt östlich von Phudzeling. Gegenüber dem Niveau der Bewässerungsterrassen von Phudzeling Süd, die hier eine 2 bis 3 m mächtige Kultosolaufage aufweisen, ist der Dzong Chu an dieser Stelle 17 m eingetieft. Das Top der basalen Blocklage liegt demnach ca. 14,5 m über dem rezenten Vorfluterniveau. Der Übergang vom rezenten Vorfluterniveau zur Steilwand im Nordkliff wird von einem 28° steilen Hangschuttfächer gebildet. In der Steilwand ist zudem eine Geländekante in ca.

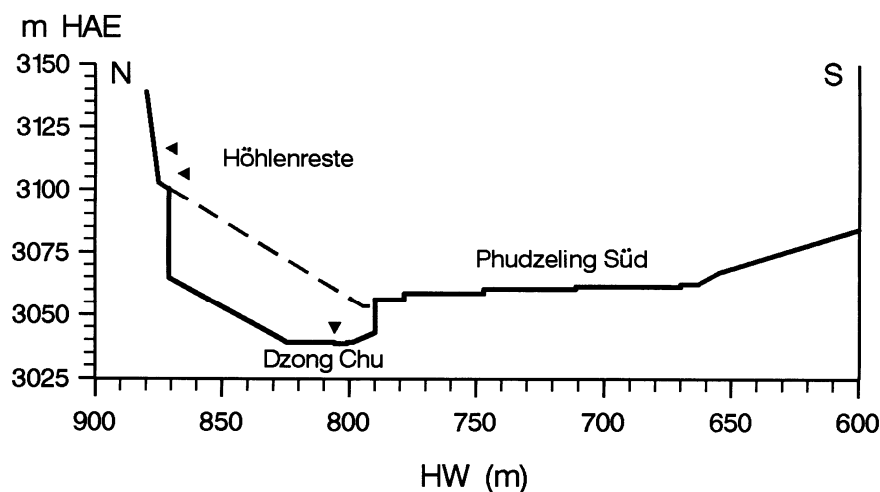


Abb. 5.38: Rekonstruktion des Zugangs zu den Höhlenresten östlich von Phudzeling (1:3.000, nicht überhöht)(vgl. dazu Abb. 5.23, S. 163)

62 m über dem Dzong Chu zu erkennen. Die vermuteten Höhlenreste, die bisher nicht näher untersucht wurden, befinden sich in der Steilwand oberhalb dieser Kante. Deshalb wird angenommen, daß diese Geländekante in etwa den Ansatzpunkt des ehemaligen Hangschuttfächers markiert.

Im Prinzip sind bei der Rekonstruktion des ehemaligen Hangprofils unendlich viele Varianten denkbar. Daher wurde zunächst überprüft, ob sich auch unter der Annahme möglichst geringer Veränderungen ein Hangschuttfächer rekonstruieren läßt, über den der Zugang zu den Höhlen möglich gewesen wäre. Wie die gestrichelte Linie im Talquerprofil (Abb. 5.38) zeigt, läßt sich bei einem um 14,5 m höher gelegenen Vorfluterniveau und einer nur geringfügig gen Süden verschobenen Position des Vorfluters in diesem Bereich tatsächlich ein gestreckter Hangschuttfächer mit einer Hangneigung von 30° bis 32° rekonstruieren, der das Talsohlenniveau mit der Geländekante in der Steilwand verbindet. Da bei dieser Rekonstruktion die Hangform und die Hangneigung mit den Merkmalen der umliegenden rezenten Hänge weitgehend übereinstimmen, spricht für die Plausibilität dieser Rekonstruktion. Unter Berücksichtigung der ermittelten mittleren Einschneidungsrate des Dzong Chu (1 m pro 100 a, s. Kap. 5.2.2.3) hätte also bis vor etwa 1450 a eine Geländesituation bestanden, die keine größeren anthropogenen Konstruktionen für den Zugang zu den Höhlen erfordert hätte. Seitdem wurde der Hangschuttfächer offenbar sukzessive erodiert und damit der Zugang zu den Höhlen zunächst erschwert und schließlich unmöglich gemacht. Durch eine genauere Untersuchung und Datierung der Nutzungsphasen der Höhlen in der Steilwand ließe sich der hier entwickelte Rekonstruktionsversuch überprüfen.

5.2.3 *Das Obere Muktinath-Tal*

Das Obere Muktinath Tal präsentiert sich rezent als Siedlungskammer an der Höhengrenze des Ackerbaus (s. Abb. 5.1, S. 122 u. Abb. 5.4, S. 129), die in diesem Bereich des Himalaya nach POHLE (1992, 424) bei 3.800 m anzusetzen ist. Neben den rezenten Siedlungen mit den dazugehörigen Bewässerungsterrassen finden sich im Oberen Muktinath Tal aber auch mehrere Ortswüstungen, wie Khyinga-Khalun, Rhamkar und Mebrak sowie ausgedehnte Flurwüstungen z.B. bei Rhamkar, Dzong und Puta sowie im Bereich der Gemarkung Ha. Somit ist im Oberen Muktinath Tal im Gegensatz zum Unteren bzw. Mittleren Muktinath Tal eine enge räumliche Verflechtung von rezent genutzten Arealen und Wüstungen festzustellen.

Die archäologischen Untersuchungen konzentrierten sich auf die Ortswüstung Khyinga-Khalun (HÜTTEL & PAAP 1998) und den wüst gefallen Höhlenkomplex von Mebrak (SIMONS & SCHÖN 1998) (s. Abb. 5.46, S. 198). Für beide Lokalitäten ergaben die archäologischen Untersuchungen Hinweise auf Wechsel zwischen Stabilitäts- und Instabilitätsphasen in der Entwicklung (s. Kap. 2.7.2). Für den Höhlenkomplex von Mebrak zu dem ähnlich wie in Phudzeling eine Siedlung am Hangfuß gehörte, reichen die Befunde von 1300 cal BC bis 1600 cal AD (SIMONS & SCHÖN 1998, 34). Dabei ist mit Ausnahme einer Probe für den Hangfußbereich eine Fundlücke zwischen 800 cal BC und 900 cal AD und für die Höhlensiedlung eine Fundlücke zwischen 100 cal AD und 800 cal AD festzustellen. Für Khyinga-Khalun, dessen Beginn in das 1. Jh. BC zu stellen ist und das im 15. Jh. AD endgültig aufgelassen wurde (HÜTTEL & PAAP 1998, 13), sind dagegen nur zwei kürzere Auflassungsphasen, nämlich im späten 3. Jh. AD und zu Beginn des 8. Jh. AD nachgewiesen (HÜTTEL & PAAP 1998, 16). Nach diesen bisher vorliegenden Ergebnissen sind die Stabilitäts- und Instabilitätsphasen an den beiden Orten aber offensichtlich nicht synchron verlaufen.

Nach SIMONS & SCHÖN (1998, 43) ist die Auflassung von Mebrak um 1600 cal AD auf eine Erhöhung der Abgaben und eine Bevölkerungsverlagerung zurückzuführen, die durch die Errichtung der Burgen in Dzong, Jharkot und Kagbeni ausgelöst wurde. Dagegen stehen für HÜTTEL (1997, 10; auch HÜTTEL & PAAP 1998, 17) die Gründe für die Auflassung von Khyinga-Khalun noch nicht abschließend fest. Obwohl die Auflassung von Khyinga-Khalun „mit der endgültigen Tibetisierung des Muktinath-Tals“ einher geht, stellt sich für ihn die Frage, warum „das befestigte Khalun, obwohl strategisch günstig gelegen, in einer Periode neuer Burgengründungen und Wiederherstellung alter Burgen ... nicht wieder aufgesiedelt“ (HÜTTEL 1997, 10) wurde.

Schon im Rahmen der Einführung in das Obere Muktinath Tal (Kap. 5.1.3, S. 128ff.) wurde darauf hingewiesen, daß die Morphodynamik in weiten Teilen dieses Talabschnitts von tiefgründigen Rutschungen geprägt wird, deren Aktivität

vermutlich auch mit der Einschneidung des Dzong Chu zusammenhängt. Die rezent allenthalben zu beobachtenden Beeinträchtigungen des Bewässerungssystems durch Rutschungen und der räumliche Zusammenhang von Rutschungen und Wüstungen, der insbesondere im Raum Jharkot und Khyinga deutlich wird, führten zu der Vermutung, daß auch für die zurückliegenden Jahrhunderte mit einem direkten oder indirekten Einfluß von Rutschungen auf die Siedlungsentwicklung zu rechnen sei. Daraus ergab sich als Schwerpunkt der Arbeiten im Oberen Muktinath Tal die Aufgabe, den Beginn und die Dynamik der Rutschungen zeitlich zu fassen. Darüber hinaus wurden sedimentologisch-bodenkundliche Untersuchungen an den Kultosolen im Raum Khyinga durchgeführt.

5.2.3.1 Kultosole im Oberen Muktinath Tal

Die Untersuchungen an den Kultosolen im Oberen Muktinath Tal konzentrierten sich auf den Bereich Khyinga. Aufbauend auf den Arbeiten in Kagbeni, Kuse Nama und Phudzeling konnte schon anhand der makroskopischen Merkmale zweifelsfrei festgestellt werden, daß es sich auch bei den Feldterrassen im hygrisch etwas besser gestellten Oberen Muktinath Tal (s. Abb. 2.11, S. 29) um die Produkte einer lange andauernden Bewässerungskultur handelt. Daher ging es bei den Untersuchungen im Raum Khyinga insbesondere um die Frage, ob mögliche Belastungen der Böden dazu beigetragen haben könnten, daß der Standort Khyinga-Khalun im 15. Jh. endgültig aufgelassen wurde.

Die Abbildungen 5.39 bis 5.41 (S. 194) zeigen exemplarisch drei Aufschlüsse aus dem Raum Khyinga. Während der Aufschluß Khyinga Lehmkuhle (Abb. 5.39) in einer hangnahen Position zwischen dem Burghügel Khyinga-Khalun und dem jüngsten Kern der Siedlung Khyinga gelegen ist, befindet sich der Aufschluß Khyinga Gully Nord westlich des älteren Kerns des heutigen Khyinga. Der Aufschluß Khyinga Jharkot Guest House liegt ebenfalls in einer hangnahen Position, aber östlich von Khyinga am Weg nach Jharkot und damit am Rand der Rutschung Tongo (s. Abb. 5.46, S. 198).

Beim Aufschluß Khyinga Lehmkuhle (Abb. 5.39) fällt zunächst auf, daß der Kultosol in diesem, ähnlich wie in den Aufschlüssen Phudzeling West 1 und West 2 (s. Abb. 5.30 u. 5.31, S. 175), von einer 0,7 m mächtigen, deutlich geschichteten Hangschüttung überlagert wird. Obwohl es angesichts der zeitlichen Unschärfe jeglicher Datierungsverfahren unmöglich ist, nachzuweisen, daß die Hangschüttung die Ursache für die Auflassung des liegenden Kultosols war, stellt der Aufschluß Khyinga Lehmkuhle ein weiteres Beispiel für eine direkte Wirkung geomorphologischer Prozesse auf die Feldterrassen im Muktinath Tal dar. Der von 0,7 bis 4,2 m u. GOF reichende Kultosol, der Keramik und Holzkohle enthält, kann auf Grund leichter Farbunterschiede und Differenzierungen im Skelettgehalt in 4 Lagen unterteilt werden. Während sich diese Differenzierung kaum auf die in der

Abbildung dargestellten pedologischen Kenngrößen auswirkt, spiegelt die magnetische Suszeptibilität zumindest im unteren Teil des Aufschlusses die Differenzierung wieder. Ein Vergleich mit den Schwermetallgehaltprofilen (Abb. 5.45, S. 196) weist dabei auf den ursächlichen Zusammenhang mit den Änderungen des Eisengehalts hin.

Neben Holzkohleproben, die aus finanziellen Gründen bisher nicht datiert sind, konnten aus dem Aufschluß Khyinga Lehmkuhle insgesamt 10 Keramikbruchstücke geborgen und den Perioden Khyinga I, Khyinga II und Khyinga III (s. Tab. 2.12, S. 52) zugeordnet werden. Die Tatsache, daß in zwei Lagen Keramik aus allen drei Perioden gefunden wurde, macht die offenkundigen Probleme indirekter Datierungsverfahren (s. Kap. 3.2.3, S. 67ff.) noch einmal deutlich. Da die drei unteren Keramikfunde aber konsistent aus der Periode II stammen, ist davon auszugehen, daß der Kultosol im Aufschluß Khyinga Lehmkuhle in seinen Anfängen in das 4. bis 7. Jh. AD datiert. Auf eine Berechnung von Sedimentationsraten, wie sie ausgehend von ^{14}C -Datierungen für die Kultosole in Kagbeni und im Mittleren Muktinath Tal durchgeführt wurde, muß angesichts der Unschärfe der Datierung der Basis und dem nicht näher bekannten Datum der Auflassung des Kultosols in diesem Aufschluß, verzichtet werden.

Auch bei den beiden anderen Aufschlüssen, Khyinga Gully Nord (Abb. 5.40) und Khyinga Jharkot Guest House West (Abb. 5.41), die ansonsten keine Auffälligkeiten zeigen, handelt es sich um Feldterrassenreste, die zumindest in den letzten Jahren nicht mehr bearbeitet wurden. Aus den jeweils in der unteren Hälfte gefundenen Keramikscherben läßt sich ableiten, daß der Kultosol vermutlich nicht älter als Periode Khyinga III ist.

5.2.3.2 *Sedimentologische und bodenkundliche Befunde*

Analog zur Darstellung der Ergebnisse der sedimentologisch-bodenkundlichen Untersuchungen an den Kultosolen von Kagbeni (Kap. 5.2.1.2) sowie Kuse Nama und Phudzing (Kap. 5.2.2.2), sind in den Tabellen 5.13 und 5.14 (S. 192f.) sowie den Abbildungen 5.42 bis 5.45 (S. 195f.) die Ergebnisse der entsprechenden Analysen für die Kultosole von Khyinga aufbereitet. Dazu ist anzumerken, daß in den Abbildungen für die Proben aus dem Aufschluß Khyinga Lehmkuhle die Tiefe unter der Oberkante des Kultosols angegeben ist. Dies war erforderlich, da ansonsten eine Vergleichbarkeit mit den Proben aus den anderen Aufschlüssen, die keine Grobschüttung aufweisen, nicht gewährleistet gewesen wäre.

Mit Skelettgehalten, die nach der Schätzung im Gelände bei 30 bis 40% liegen, ergibt sich für die Kultosole im Raum Khyinga ein im Vergleich zu den anderen Standorten deutlich höherer Grobkomponentenanteil. Die Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens entspricht bei einer Dominanz der Bodenartenuntergruppe „stark lehmiger Sand“ (SI4) (s. AG Boden 1994, 134f.) aber weitgehend den Ver-

hältnissen an den anderen Standorten. Dies gilt bezogen auf die Mittelwerte auch für die meisten anderen Bodenparameter (vgl. Tab. 5.13 mit Tab. 5.2, S. 150 u. 5.11, S. 178), wobei die Werte der Böden in Khyinga letztlich nur mit den Werten aus dem Mittleren Muktinath Tal zu vergleichen sind, da es sich nur an diesen beiden Standorten um aufgelassene Kultusole handelt. Dabei zeigt sich für die Kultusole von Khyinga mit im Mittel 16% ein etwas geringerer Carbonatgehalt und parallel dazu ein etwas geringerer pH-Wert, der jedoch mit pH 7,7 noch immer im „schwach alkalischen“ Bereich liegt (s. AG BODEN 1994, 331). Deutliche Abweichungen zeigen sich beim Gehalt an den pflanzenverfügbaren Nährstoffen Kalium und Phosphor (Tab. 5.13 u. Abb. 5.44), deren Gehalt im Boden basierend auf dem Median der Meßwerte um mehr als die Hälfte unter dem Gehalt im Mittleren Muktinath Tal liegt.

Auch für die elektrische Leitfähigkeit (EC_w) zeigen die Analysen ein deutlich niedrigeres mittleres Niveau. Allerdings macht die Darstellung im Profil (Abb. 5.42) deutlich, daß das mittlere Niveau in diesem Fall eine nur geringe Aussagekraft hat. Hier muß ganz klar zwischen den beiden Aufschlüssen, für die Daten vorliegen, unterschieden werden. So zeigt der Aufschluß Khyinga Gully Nord eine deutliche Zunahme der EC_w zur Geländeoberfläche hin. Dabei macht der Vergleich mit der Aufschlußbeschreibung (Abb. 5.40) deutlich, daß der Kultusol fast in seiner gesamten Mächtigkeit durch EC_w -Werte gekennzeichnet ist, die den Schwellenwert von 1 mS cm^{-1} überschreiten und ein massives Versalzungsproblem anzeigen. Dagegen sind hohe EC_w -Werte im Aufschluß Khyinga Lehmkuhle auf einen Horizont in etwa 2 m unter der Oberkante des Kultusols beschränkt. Da die Beprobung der Aufschlüsse in Khyinga erst während der letzten Geländekampagne durchgeführt wurde, konnten hier keine vertiefenden Untersuchungen vorgenommen werden. Es muß daher offen bleiben, ob es sich hier um eine reliktsche Versalzung der ehemaligen Oberfläche, oder um ein durch Hangwasser verursachtes, relativ rezentes Phänomen handelt. Jedenfalls zeigen diese Ergebnisse, daß auch im klimatisch etwas besser gestellten Oberen Muktinath Tal eine deutliche Belastung der Böden durch Salz auftreten kann.

Im Hinblick auf eine mögliche Belastung mit Schwermetallen ist auch für die Kultusole in Khyinga, die für alle gemessenen Elemente, mit Ausnahme von Nickel und Zink, höhere Gehalte als an den anderen Standorten aufweisen (vgl. Tab. 5.14 mit Tab. 5.3, S. 151 u. Tab. 5.12, S. 179), festzustellen, daß für die meisten Elemente die in der Bundesrepublik gültigen Grenz- bzw. Prüfwerte nicht überschritten werden. Zusätzlich zu der bisher für alle Standorte festgestellten starken Annäherung bzw. Überschreitung des Grenzwerts für Nickel, ergibt sich in Khyinga bei einer Probe für Chrom eine weitere Grenzwertüberschreitung. Allerdings dürfte auch hier wegen der hohen pH-Werte nur eine geringe Mobilität der Elemente gegeben sein.

Tab. 5.13: Statistische Kennwerte und Tiefenfunktion der untersuchten Bodenparameter für die Kulturole von Khyinga

Parameter	Dimension	n	x_{\min}	x_{\max}	\bar{x}	Md	CV [%]	Tiefen- funktion [r_{xy}]
organische Substanz	Masse-%	22	0,7	3,3	1,7	1,6	36	-0,676
Carbonatgehalt	Masse-%	33	7,9	37,2	16,0	13,5	44	0,553
pH		22	7,5	8,0	7,7	7,7	1	–
EC _w	mS cm ⁻¹	16	0,2	4,5	1,4	0,4	114	–
Ca ²⁺	cmol/z/kg	23	11,6	57,0	23,8	19,6	48	-0,575
Mg ²⁺	cmol/z/kg	23	1,6	12,0	6,3	4,7	53	-0,425
K ⁺	cmol/z/kg	23	0,04	1,22	0,38	0,37	63	–
Na ⁺	cmol/z/kg	23	0,0	2,47	0,96	0,66	100	-0,418
S-Wert	cmol/z/kg	23	16,2	71,7	31,4	25,8	46	-0,578
H-Wert	cmol/z/kg	23	0	0	0	0	.	–
T-Wert	cmol/z/kg	23	16,2	71,7	31,4	25,8	46	-0,578
Basensättigungsgrad	%	23	100	100	100	100	.	–
Ca-Sättigung	%	23	57,3	91,7	76,0	77,5	11	–
Mg-Sättigung	%	23	7,5	32,8	20,0	19,3	34	–
K-Sättigung	%	23	0,2	2,8	1,3	1,4	55	–
Na-Sättigung	%	23	0	8,7	2,7	2,3	95	–
SAR	%	23	0	0,66	0,23	0,16	95	–
K _{CAL}	mg kg ⁻¹	23	11,3	239,6	83,5	60,5	75	-0,538
P _{CAL}	mg kg ⁻¹	38	0	499,2	88,3	59,2	127	–

Anm.: r_{xy} ist nur für Korrelationen mit einem Signifikanzniveau von $\alpha \leq 5\%$ angegeben (s. BAHRENBERG et al. 1990, 155).

Tab. 5.14: Statistische Kennwerte und Tiefenfunktion der Schwermetallgehalte in den Kultosolen von Khyinga

Parameter	Dimension	n	x_{\min}	x_{\max}	\bar{x}	Md	CV [%]	Tiefen- funktion [r_{xy}]
Blei	mg kg ⁻¹	22	15,1	55,0	28,3	26,1	39	–
Cadmium	mg kg ⁻¹	22	<0,1	0,37	0,18	0,17	46	–
Chrom	mg kg ⁻¹	22	33,1	116,6	65,2	64,3	27	–
Eisen	%	22	3,3	8,3	5,5	5,8	24	–
Kobalt	mg kg ⁻¹	22	4,1	52,3	9,2	7,2	107	–
Kupfer	mg kg ⁻¹	22	9,6	41,4	22,3	23,0	35	–
Nickel	mg kg ⁻¹	22	20,4	67,6	37,8	36,5	36	-0,514
Zink	mg kg ⁻¹	22	59,4	151,4	100,3	93,3	25,7	–

Anm.: r_{xy} ist nur für Korrelationen mit einem Signifikanzniveau von $\alpha \leq 5\%$ angegeben (s. BAHRENBURG et al. 1990, 155).

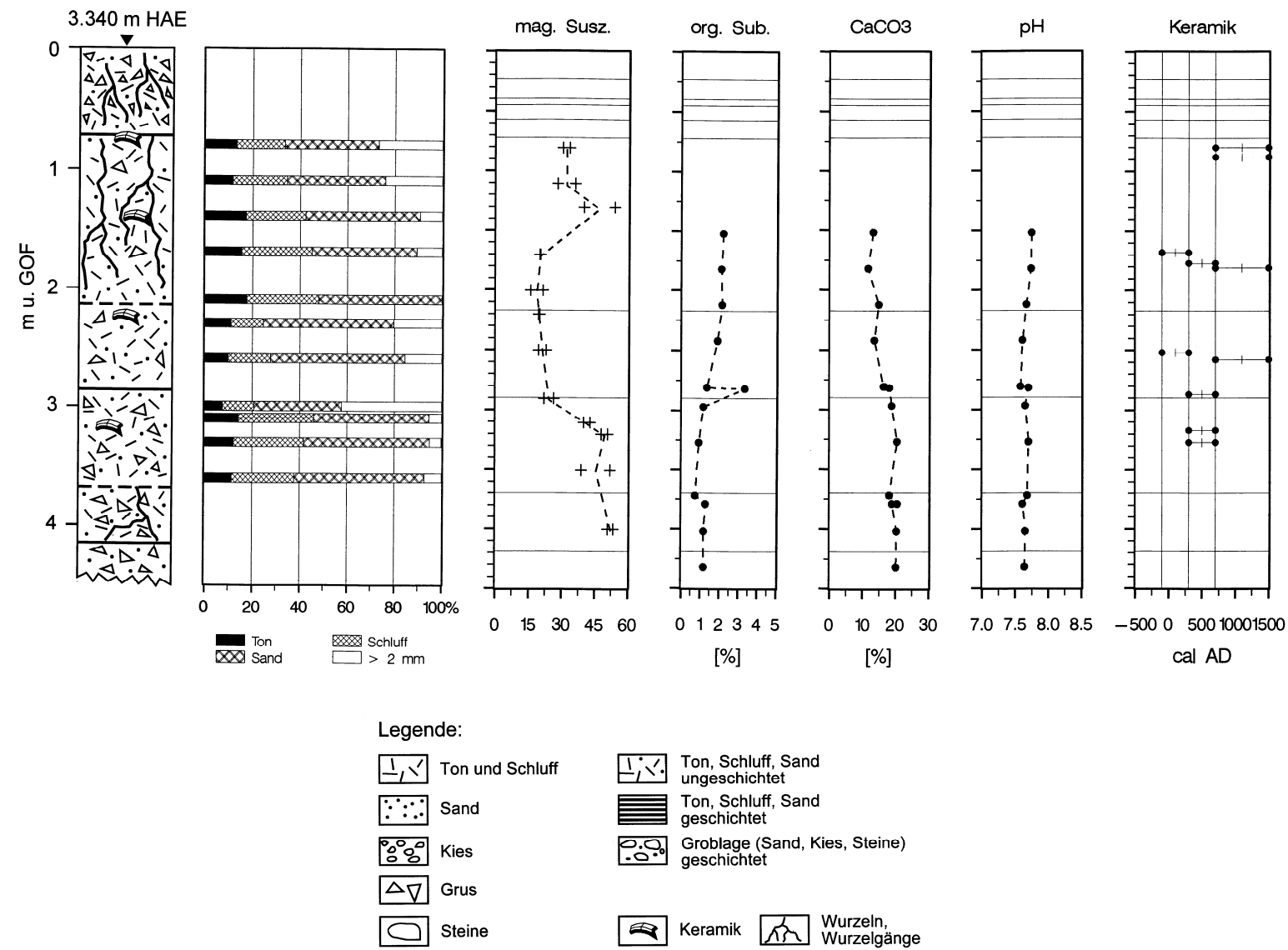


Abb. 5.39: Aufschluß Khyinga Lehmkuhle

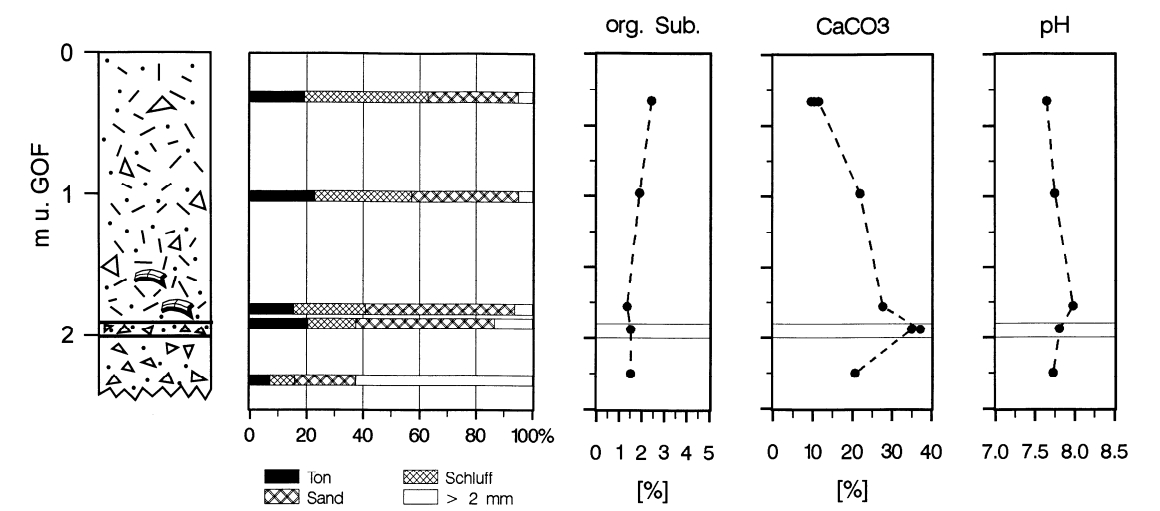


Abb. 5.40: Aufschluß Khyinga Gully Nord
(Legende Aufschlußbeschreibung s. Abb. 5.41)

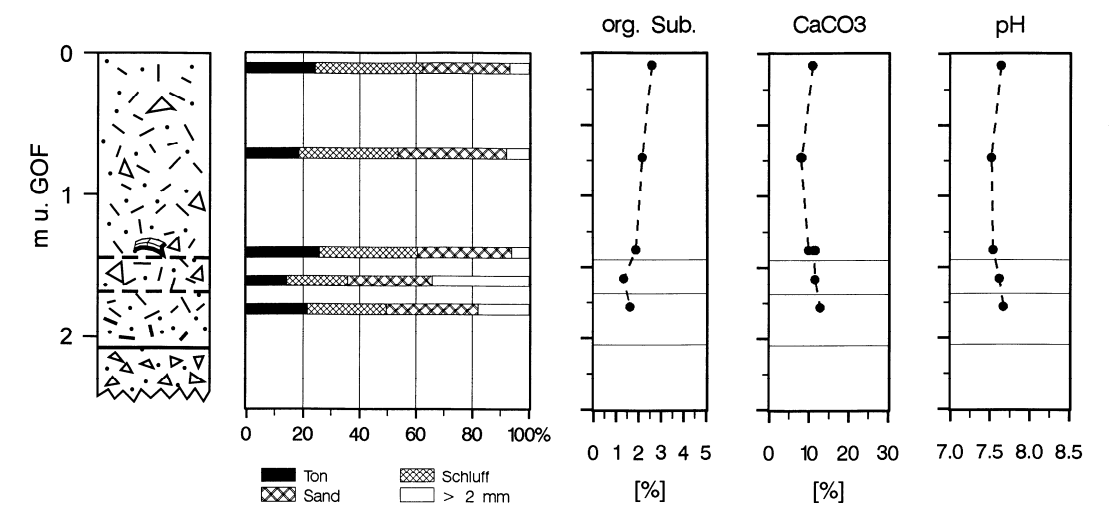


Abb. 5.41: Aufschluß Khyinga Jharkot Guest House West
(Legende Aufschlußbeschreibung s. Abb. 5.41)

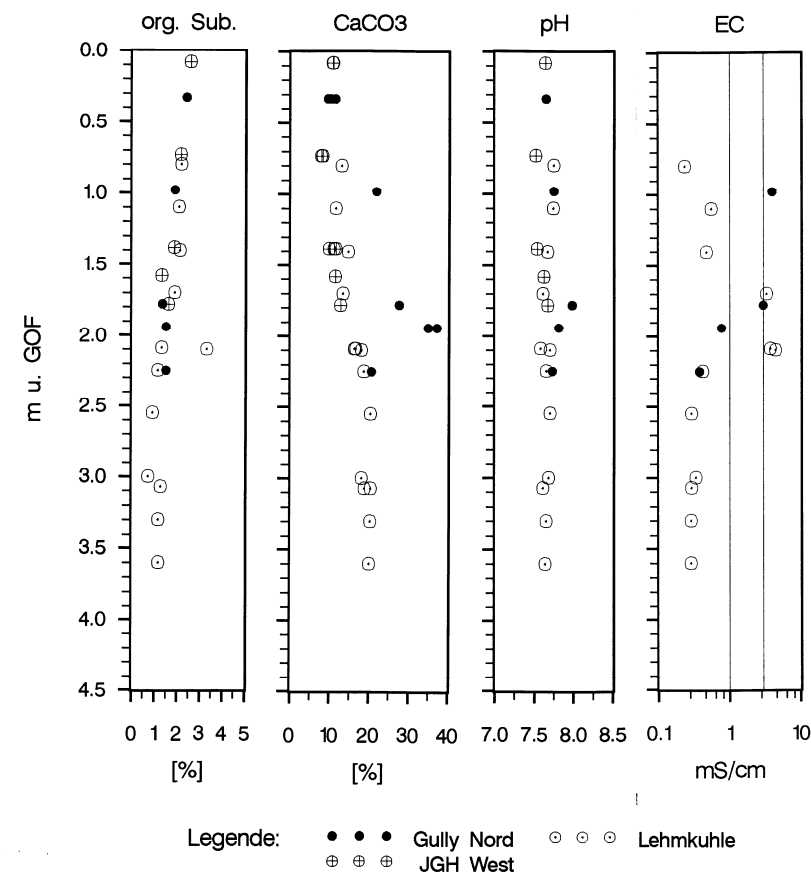


Abb. 5.42: Pedologische Kennwerte der Kultosole von Khyinga

Dichte = natürliche Lagerungsdichte [g cm^{-3}]
 org. Sub. = Gehalt an organischer Substanz [Masse-%]
 CaCO_3 = Carbonatgehalt [Masse-%]
 pH = pH-Wert,
 EC = elektrische Leitfähigkeit (EC_w)[mS cm^{-1}]
 (vertikale Linien markieren 1 und 3 mS cm^{-1})

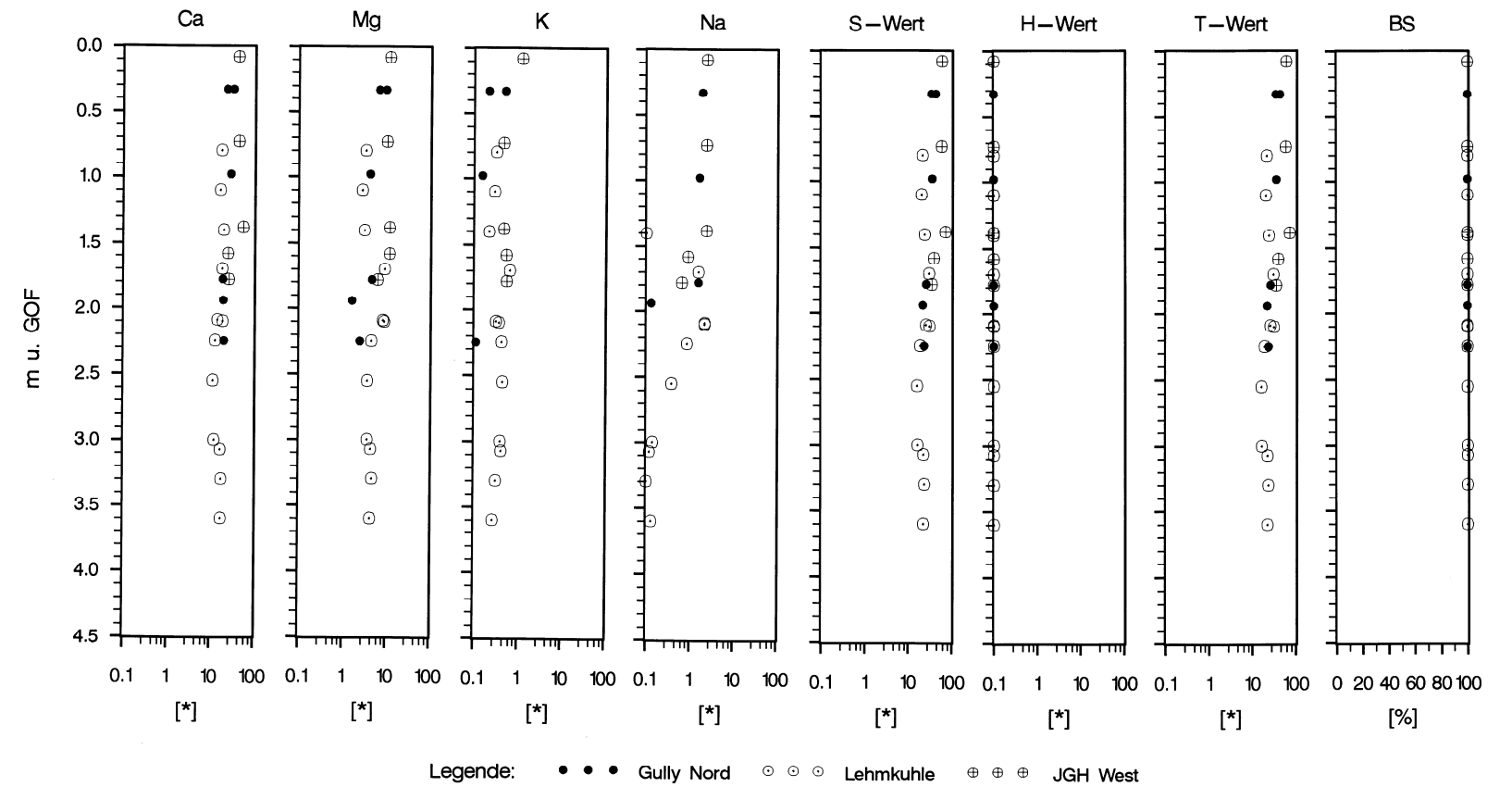


Abb. 5.43: Austauschbare Kationen (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) und Kationen-Austausch-Kapazität (KAK_{eff}) der Kultosole von Khyinga [*] = [cmol/z/kg]

Anm.: Für die logarithmische Darstellung wurde ein einheitlicher Wertebereich von 0,1 – 100 cmol/z/kg gewählt (Ausnahme: Basensättigungsgrad (BS)).
 In den meisten Fällen ist der H-Wert = 0. Um den Eindruck fehlender Werte zu vermeiden, wurde in diesen Fällen der H-Wert für die Darstellung auf 0,1 gesetzt.

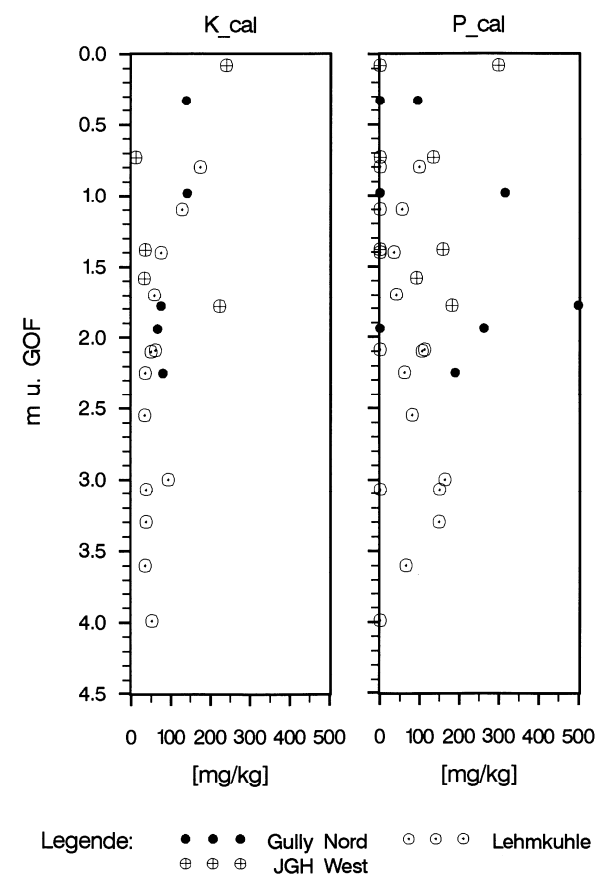


Abb. 5.44: Nährstoffgehalte (K_{CAL} [mg kg^{-1}] und P_{CAL} [mg kg^{-1}]
der Kulturoil von Khyinga

Anm.: Die Darstellung wurde auf den Wertebereich von 0 – 500 mg kg^{-1} beschränkt
und Werte $>500 \text{ mg kg}^{-1}$ auf 500 mg kg^{-1} gesetzt.

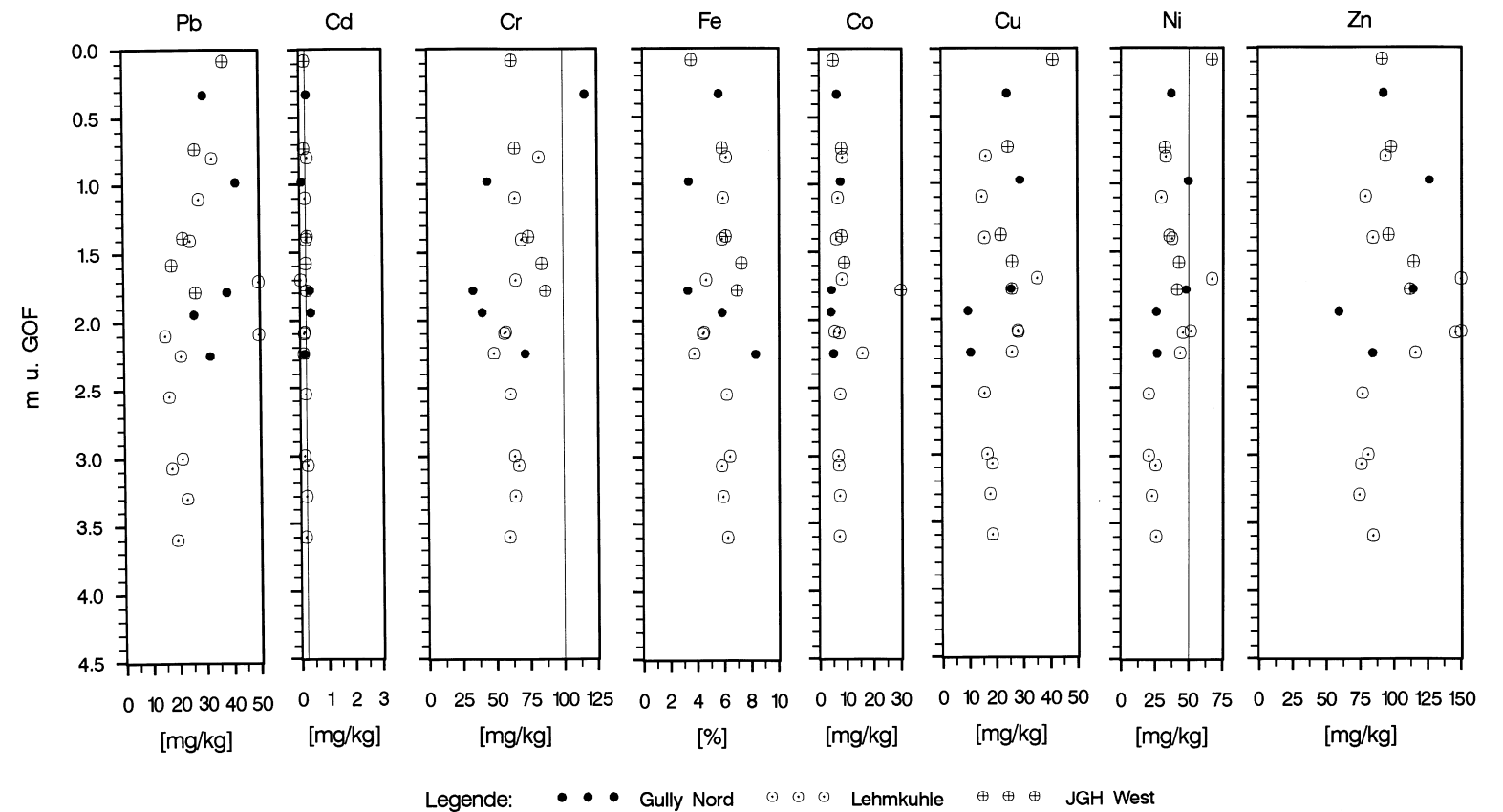


Abb. 5.45: Schwermetallgehalte (Blei, Cadmium, Chrom, Eisen, Kobalt, Kupfer, Nickel und Zink)
der Kulturoil von Khyinga

In der Klärschlamm-Verordnung der Bundesrepublik Deutschland (1982) festgelegte Grenzwerte für Böden:
Pb: 100 mg kg^{-1} , Cd: 3 mg kg^{-1} , Cr: 100 mg kg^{-1} , Cu: 100 mg kg^{-1} , Fe: n.a., Ni: 50 mg kg^{-1} , Zink: 300 mg kg^{-1}
(zit. in Schachtschabel et al. 1989, 305)

5.2.3.3 *Rutschungen im Oberen Muktinath Tal*

Wie bereits mehrfach erwähnt, sind weite Teile des Oberen Muktinath Tals durch tiefgründige Rutschungen gekennzeichnet. Die mit einer Oberfläche von etwa 340 ha größte, heute noch aktive Rutschung im Oberen Muktinath Tal befindet sich zwischen Khyinga und Rhamkar (Rutschung Tongo; Abb. 5.46, S. 198). Sie setzt nördlich der Verebnung von Namache an und erstreckt sich über eine maximale Länge von 1,75 km bis zum Dzong Chu. Die Krone der Rutschung (alle Termini gemäß WP/WLI 1993), die in Abbildung 5.46 zwischen den Beschriftungen ‚Sojomo‘ und ‚Namache‘ gut zu erkennen ist, liegt auf 3.490 m HAE. Für die etwa 1 km lange Front der Rutschung, die vom Verlauf des Dzong Chu zwischen Mebrak und Khyinga nachgezeichnet wird (Abb. 5.46), läßt sich eine mittlere Höhenlage von ca. 3.200 m HAE angeben. Somit beträgt die Höhendifferenz zwischen der Krone und der Front der Rutschung 290 m. Aus dem Verlauf des Dzong Chu, insbesondere dem scharfen Knick, den dieser beim Eintritt in den Rutschungsbereich macht, läßt sich ein Überschiebungsbetrag von insgesamt etwa 400 m ableiten.

Der Bezug zur Siedlungsentwicklung ergibt sich aus der Tatsache, daß die Rutschung Tongo in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Wüstungen Khyinga-Khalun, Rhamkar und Mebrak liegt (Abb. 5.46, S. 198). Zumindest heutzutage verfügt die Siedlung Khyinga über keine eigenen perennierenden Wasserquellen und ist somit vollständig von der Versorgung mit Wasser über einen Kanal, der östlich von Jharkot ansetzt, an Rhamkar vorbei führt und bei Sojomo die Rutschung in einem etwa 200 m langen Teilstück quert, abhängig. In diesen Kanal wird sowohl zwischen Jharkot und Rhamkar, in einem weiteren Rutschungsareal, als auch bei Sojomo, allerdings wiederum östlich der Rutschung, aus kleineren Bächen zusätzlich Wasser eingespeist.

Bei einer genaueren Betrachtung der Überblicksaufnahme (Abb. 5.46) wird anhand der Oberflächenformen deutlich, daß im Bereich der Rutschung Tongo sowohl rezent relativ stabile Bereiche wie auch Areale mit rezent hoher Rutschungsdynamik vorzufinden sind. Bei den Begehungen konnten mindestens zwei unterschiedliche Bewegungstypen, nämlich Kippungen und Gleitungen identifiziert werden. An den durch diese Prozesse entstandenen Steilkanten sind zudem Sturzprozesse zu beobachten. Damit ist die Rutschung Tongo nach WP/WLI (1993, 5-2) am treffendsten als komplexe Mehrfachrutschung anzusprechen.

Ausgehend von den Oberflächenstrukturen ist der nordöstliche Fuß der Rutschung als besonders aktiv einzustufen. Dieser Bereich wird von einer Mauer, die vermutlich errichtet wurde, um zu verhindern, daß sich Vieh in diesen Bereich verirrt, vom restlichen, weniger aktiven Bereich abgetrennt. Darüber hinaus zieht

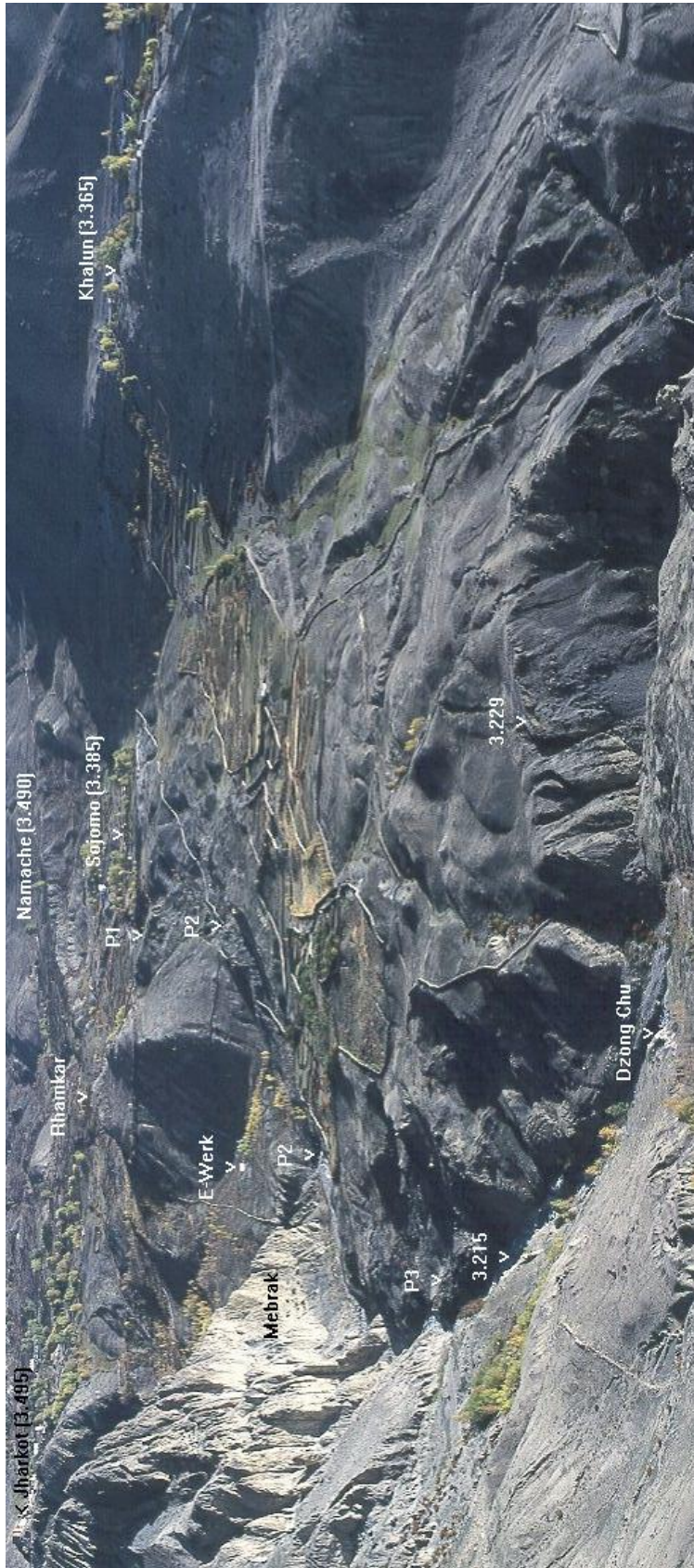


Abb. 5.46: Die Rutschung Tongo zwischen Khyinga-Khalun und Rhamkar. Blick gen SE (Photo: J. Baade)
Höhenangaben in m HAE, weitere Erläuterungen im Text.

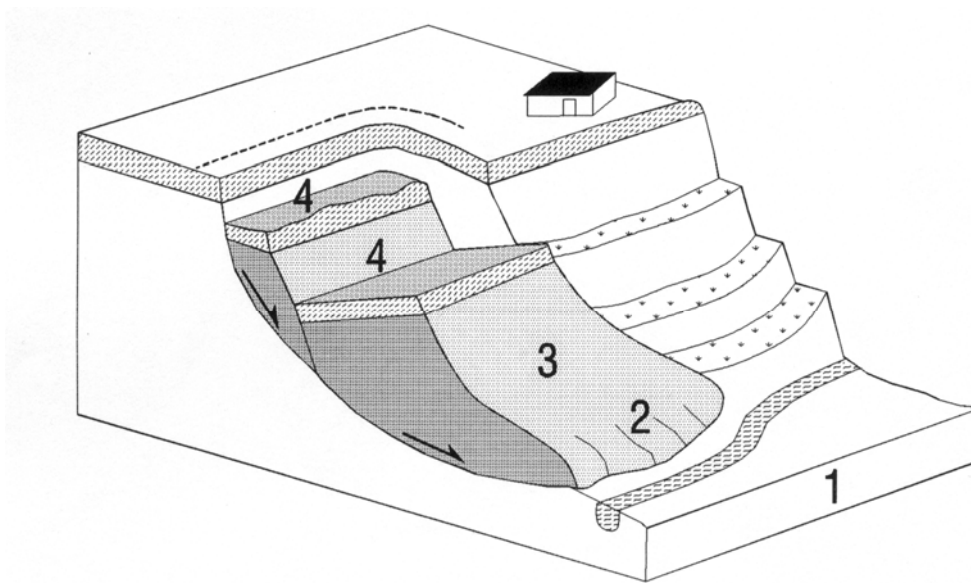


Abb. 5.47: Ansätze zur quantitativen Erfassung der Rutschungsdynamik

- 1 = Rekonstruktion der Einschneidung des Vorfluters
- 2 = Untersuchung der basalen Scherfläche
- 3 = Ermittlung rezenter Bewegungsraten
- 4 = Untersuchung der Sedimentation im Bereich der Abrißnischen

sich entlang des östlichen Rands der Rutschung (in Abb. 5.46 durch die Punkte P1u. P2 markiert) ein stark gestörter Bereich. Daß aber auch die weniger aktiven Bereiche der Rutschung noch in Bewegung sind, dokumentieren die zahlreichen Risse, die in den feldbegrenzenden Mauern zu finden sind.

Um die Dynamik der Rutschung Tongo zeitlich zu fassen, wurden unter Berücksichtigung der lokalen Gegebenheiten und der zur Verfügung stehenden Infrastruktur mehrere Ansätze gebündelt (s. Abb. 5.47). Einen Baustein stellt die Rekonstruktion der Einschneidung des Vorfluters dar (1 in Abb. 5.47). Am Fuß der Rutschung wurde darüber hinaus nach Lokalitäten gesucht, an denen die basale Scherfläche und von der Rutschung überfahrenes, datierbares Material aufgeschlossen ist (2 in Abb. 5.47). In einem dritten Ansatz wurde versucht, über die Ermittlung rezenter Bewegungsraten im Bereich der Rutschung, die Andauer der Rutschungsaktivität weiter einzugrenzen (3 in Abb. 5.47). Schließlich wurden im Bereich der Abrißnischen der Rutschungen Bohrungen durchgeführt, da auch über die Datierung des Beginns der Sedimentation in den Abrißnischen der Beginn der Rutschungsaktivitäten bestimmbar sein muß. Im folgenden werden zunächst die Ergebnisse der Untersuchungen zur aktuellen Dynamik der Rutschung Tongo (Kap. 5.2.3.3.1) diskutiert. Anschließend werden in Kapitel 5.2.3.3.2 die Befunde vorgestellt, die Aufschluß über das Alter der Rutschung geben.

5.2.3.3.1 Untersuchungen zur rezenten Rutschungsdynamik

Um über die quantitative Erfassung der rezenten Rutschungsdynamik die Andauer der Rutschungsaktivität einschätzen zu können, wurden in einer Meßcatena am östlichen Rand der Rutschung und am Rutschungsfuß 1996 Markierungen entlang von Profillinien gesetzt (P1, P2 u. P3 in Abb. 4.46), deren Position notiert und in den Folgejahren (1997 und 1998) erneut mit Maßband und Hangneigungsmesser bestimmt wurde. Die Ergebnisse dieser Messungen sind im folgenden dokumentiert.

Das oberste Profil der Meßcatena befindet sich am östlichen Rand im Mittelhangbereich der Rutschung Tongo (P1 in Abb. 5.46), knapp 200 m nördlich von Sojomo. Bis zu 5 m tiefe Spalten, und zwei abgesetzte Schollen im Stirnbereich der etwa 50 m breiten Teilrutschung (A u. B in Abb. 5.51), ließen eine erhebliche rezepte Aktivität vermuten. Allerdings zeigt der Vergleich der 3 Profilaufnahmen aus den Jahren 1996, 1997 und 1998 nur geringfügige Veränderungen. Die bedeutendste Veränderung ist die Rückverlagerung der stirnseitigen Kante der Scholle C um 0,75 m durch einen sukzessiven Abbruch der stark zerrütteten Lockersedimente zwischen 1997 und 1998. Die Scholle B hat sich dagegen innerhalb des 2-jährigen Meßzeitraums nicht bewegt, so daß für diesen Bereich zumindest kurzfristig von einer relativen Stabilität auszugehen ist.

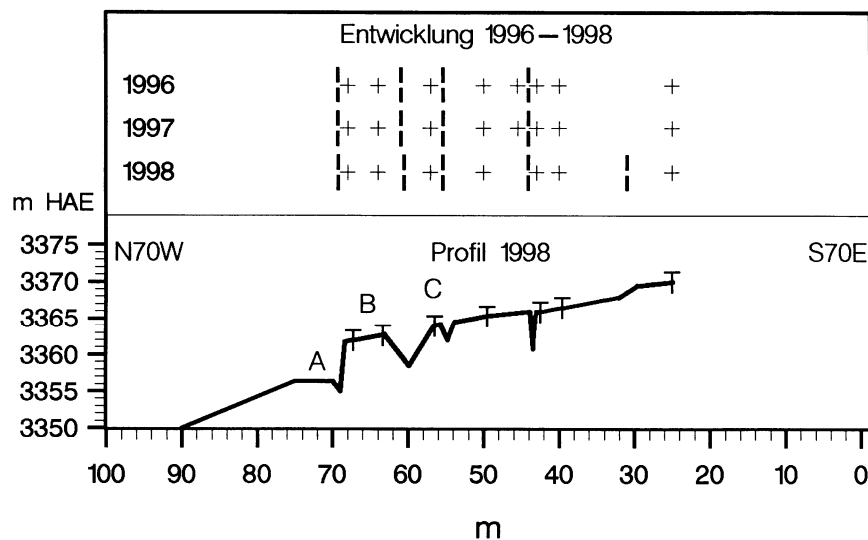


Abb. 5.48: Längsprofil im Mittelhangbereich der Rutschung Tongo
Lokalität P1 (s. Abb. 5.50).

Der obere Teil der Abbildung zeigt die Position der Markierungen (+) im Grundriß, | markieren dabei Risse oder Abbruchkanten.
Der untere Teil gibt die Markierungen (T) und das Längsprofil im Aufriß wieder.

In der Verlängerung des Profils 1 setzt am östlichen Rand der Rutschung Tongo etwa 220 m weiter nördlich (bzw. hangabwärts) eine zweite Teilrutschung in 3.310 m HAE an, deren Anfangs- und Endpunkte mit P2 in Abbildung 5.46 (S. 198) gekennzeichnet sind. Diese etwa 175 m lange und 30 m breite Teilrutschung steht am Fuß der Rutschung in direktem Kontakt mit dem Dzong Chu (s. Abb. 5.49). Neben einer Aufnahme des Längsprofils wurden hier detaillierte Aufnahmen der Bewegungsraten einerseits im Oberhangbereich (Top in Abb. 5.49), andererseits entlang von zwei Querprofilen im Mittelhangbereich (QP1 u. QP2 in Abb. 5.49) durchgeführt.

Die Abrißkante dieser Teilrutschung und die abgeglittene Scholle sind in der Längsprofilaufnahme deutlich zu erkennen (Top in Abb. 5.49). Im Meßzeitraum vergrößerte sich der Abstand zwischen Markierungen auf der abgeglittenen Scholle und entlang der Abrißkante bis 1997 um 27 cm und bis 1998 um insgesamt 47 cm. Die Bewegungsrate im Bereich der Abrißnische dieser Teilrutschung ist demnach als sehr gering (Geschwindigkeitsklasse 2 nach CRUDEN & VARNES 1996, 50) einzustufen.

Für den Mittel- und Unterhangbereich dieser Teilrutschung konnten zwischen 1996 und 1998 dagegen deutlich stärkere Bewegungen nachgewiesen werden. So wurden die Markierungen entlang des Querprofils 1 zwischen 1996 und 1997 um 2,4 bis 3,3 m hangabwärts verlagert (s. Abb. 5.50). In 1998 wurden ausgehend von der ursprünglichen Profillinie Versatzbeträge zwischen 5,75 und 7,77 m festgestellt. Dabei zeigte sich eine stetige Zunahme der Bewegungsbeträge zwischen der lateralen Scherfläche, die die Rutschung im Westen begrenzt, und der Mitte der Rutschung. Aus Gründen der Symmetrie ist anzunehmen, daß die Versatzbeträge von der Mitte der Rutschung zur östlichen Scherfläche hin wieder abnehmen. Allerdings ließ sich diese Annahme nicht verifizieren, da im östlichen Teil der Rutschung keine Markierungen gesetzt werden konnten. Dies ist darauf zurückzuführen, daß dieser Bereich bereits 1996 so stark gestört war, daß nicht damit gerechnet werden konnte, Markierungen in diesem Bereich nach einem Jahr wiederzufinden. Dies erklärt im übrigen auch, warum in der Profilaufnahme von 1998 nur 2 der 1997 im ursprünglichen Verlauf der Profillinie gesetzten zusätzlichen 6 Markierungen verzeichnet sind.

Um das in diesem Querschnitt bewegte Volumen abschätzen zu können, wurde zusätzlich zu den Versatzbeträgen die Tiefe der lateralen Spalten (max. 2,6 m) aufgenommen. Da geophysikalische Untersuchungen zur Lokalisierung der basalen Scherfläche (s. HUTCHINSON 1982; MCGUFFEY et al. 1996) nicht durchgeführt werden konnten, ist aber ungewiß, wie gut die Tiefe der Spalten die Mächtigkeit des bewegten Materials repräsentiert. Ausgehend von den durch die Spalten abgetrennten Rutschungssegmente wurde sodann das bewegte Volumen berechnet.

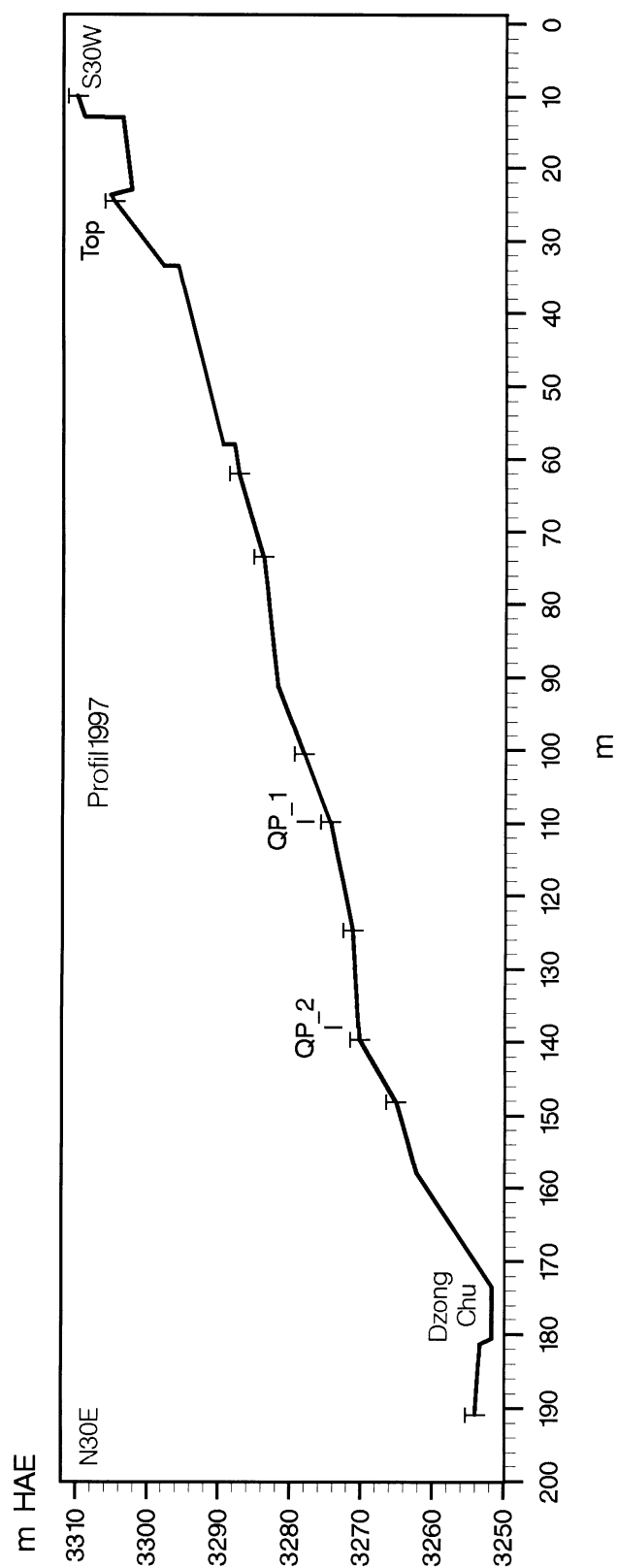


Abb. 5.49: Längsprofil eines aktiven Teils der Rutschung Tongo an der Lokalität P2, Nähe E-Werk (s. Abb. 5.??)
Weitere Erläuterungen im Text.

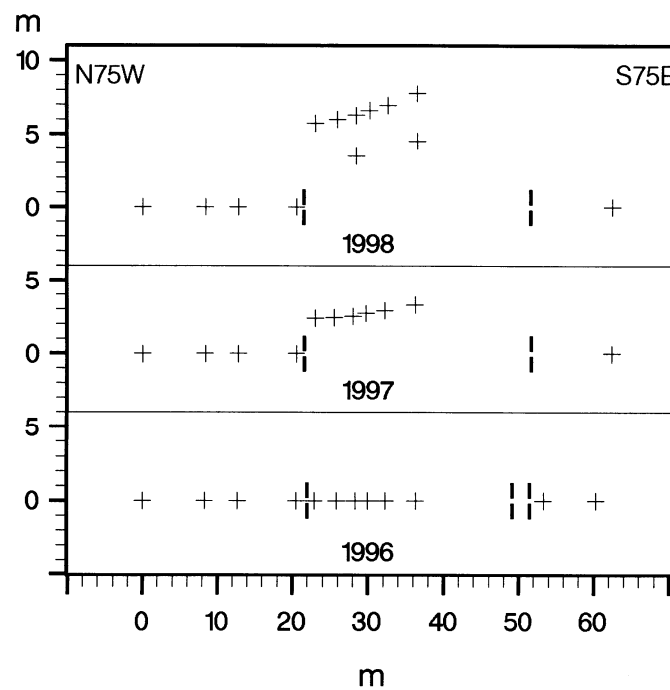


Abb. 5.50: Querprofil 1 der aktiven Teilrutschung der Rutschung Tongo, Nähe E-Werk

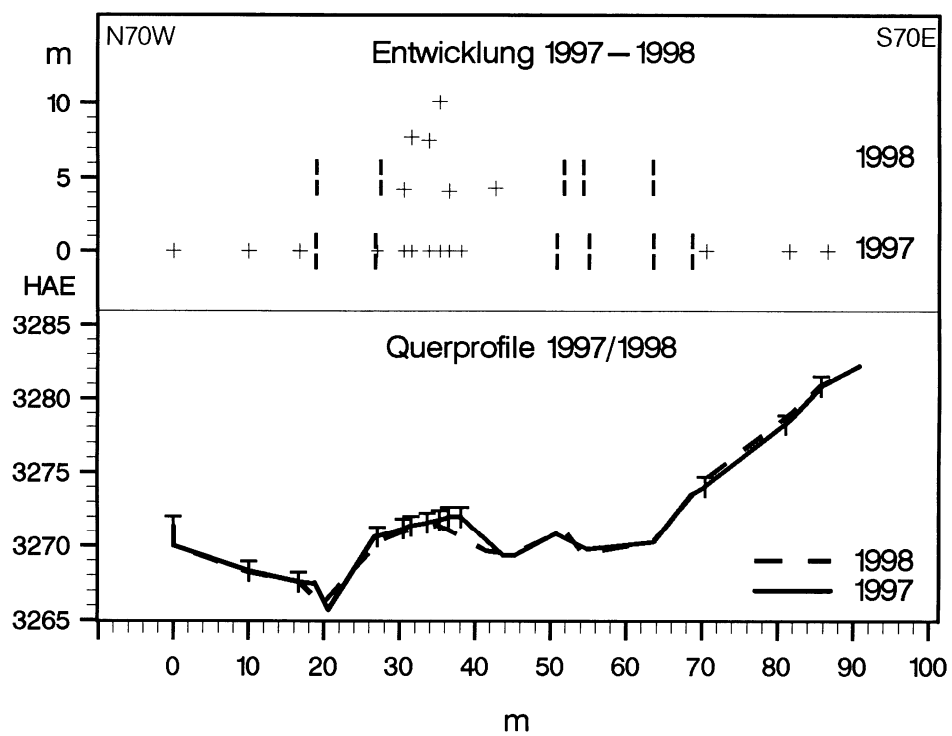


Abb. 5.51: Querprofil 2 der aktiven Teilrutschung der Rutschung Tongo, Nähe E-Werk

Für die durch Markierungen erfaßte westliche Hälfte der Rutschung (Breite = 14,6 m) ergibt sich für den 1-jährigen Zeitraum 1996 – 1997 ein Materialtransport von 68,6 m³ oder im Mittel 4,7 m³ pro m. Hochgerechnet auf die Gesamtbreite der Rutschung (30,0 m) läßt sich für diesen Zeitraum ein Materialtransport von 141 m³ a⁻¹ abschätzen. Für den anschließenden Zeitraum 1997 – 1998 berechnet sich ein Materialtransport von 100,4 m³ a⁻¹ oder im Mittel 6,9 m³ pro m. Dies entspricht, auf die Gesamtbreite der Rutschung hochgerechnet, im Querprofil 1 einem bewegten Volumen von 207 m³ im zweiten Jahr.

Das Querprofil 2 (Abb. 5.51) wurde erst 1997 angelegt, so daß sich die Beobachtungen hier auf einen 1-jährigen Meßzeitraum beschränken. Für diesen Zeitraum wurden im Bereich der Rutschung, deren aktiver Teil eine Breite von 25 m aufweist, Versatzbeträge zwischen 4,1 und 10,10 m festgestellt (Abb. 5.51, oben). Darüber hinaus ist dem Aufriß des Querprofils (Abb. 5.51, unten) eine deutliche Deformation der Oberfläche zu entnehmen. Offene Spalten parallel zu den begrenzenden Scherflächen waren hier nicht vorhanden, so daß die Tiefe der basalen Scherfläche nur schwer abzuschätzen ist. Für die Berechnungen wurde angenommen, daß der Verlauf der basalen Scherfläche durch eine lineare Interpolation zwischen den Knickpunkten im Querprofil bei 20 m und bei 44 m (s. Abb. 5.51, unten) annähernd zu beschreiben ist. Aus dieser Annahme resultiert eine Tiefenlage der basalen Scherfläche von in der Regel 3,5 bis 4 m unter GOF und eine Querschnittsfläche des bewegten Bereichs von 66 m². Unter Berücksichtigung der einzelnen Versatzbeträge berechnet sich ein innerhalb des Zeitraums 1997 – 1998 bewegtes Volumen von knapp 315 m³ oder 12,6 m³ pro m.

Der Vergleich der Versatzbeträge und der bewegten Volumina innerhalb der beiden 1-jährigen Meßintervalle bzw. zwischen den beiden Querschnitten zeigt größenordnungsmäßig ähnliche Werte. Basierend auf den Versatzbeträgen kann die Rutschung im gesamten Zeitraum als langsam (Geschwindigkeitsklasse 3 n. CRUDEN & VARNES 1996, 50; auch DIKAU et al. 1996, 230) bezeichnet werden, wobei aber nicht bekannt ist, ob sich die Rutschung ruckartig oder kontinuierlich bewegt. Aus den im zweiten Jahr höheren Versatzbeträgen läßt sich dennoch eine gewisse Beschleunigung der Bewegung ableiten.

Während die Profile 1 und 2 die Aktivität am östlichen Rand der Rutschung Tongo repräsentieren, dokumentieren die Untersuchungen am Profil P3 (s. Abb. 5.46, S. 198) die Rutschungsdynamik im zentralen Bereich der Front der Rutschung (Abb. 5.52). Für dieses Areal reichen die Beobachtungen bis in das Jahr 1994 zurück. Da aus organisatorischen Gründen zwischenzeitlich die Aufnahmemethodik geändert werden mußte, können jedoch keine streng miteinander vergleichbaren Werte präsentiert werden.

Für den Zeitraum 1994 bis 1995 basieren die Aussagen zur Rutschungsdynamik an der Front der Rutschung auf der Auswertung von terrestrischen Schrägluftbil-

dern, die von R. KOSTKA angefertigt und von E. HEINE (beide Graz) stereoskopisch ausgewertet und in eine digitale Höhenlinienkarte mit 1-m-Isohypsen umgesetzt wurden (s. BAADE et al. 1998, 58). Mittels Vektor-Raster-Konvertierung wurden die Karten in das GIS IDRISI (EASTMAN 1993) überführt, mit dem zuerst Digitale Höhenmodelle (DHM) für die Jahre 1994 und 1995 interpoliert, und dann die Höhenänderungen zwischen den beiden Aufnahmetermen für die einzelnen Rasterelemente berechnet wurden (Abb. 5.53, S. 206). Mit diesem Verfahren konnte für die gesamte Front der Rutschung, die das Ufer des Dzong Chu bildet, eine Zunahme der Punkthöhen festgestellt werden, wobei im Bereich mit den höchsten positiven Änderungen Einzelwerte von bis zu +6 m festzustellen waren (Abb. 5.53). Rutschungsdynamisch bedeuten die positiven Änderungen an der Front ein Vorrücken der Rutschung. Negative Änderungen der Punkthöhen sind stellenweise in unmittelbarer Nähe und hangaufwärts der Areale mit den höchsten positiven Änderungen zu erkennen.

Insgesamt ergibt sich für den etwa 0,5 ha umfassenden Ausschnitt der Rutschungszunge eine mittlere Höhenzunahme von 0,6 m und eine Volumenzunahme von 3.070 m³ in einem Jahr. Setzt man diese Volumenzunahme in Beziehung zur Breite der hangaufwärtigen Begrenzung des betrachteten Ausschnitts (Linie A – B



Abb. 5.52: Ausschnitt des Fußes der Rutschung Tongo (Lokalität P3 in Abb. 5.46)

Der Abstand zwischen den beiden mit V markierten Personen beträgt 50 m und die Höhe der Abbruchkante 8 – 10 m (Photo: J. Baade)

in Abb. 5.53), so berechnet sich im Mittel ein Massentransport von 33 m^3 pro m durch die gedachte hangwärtige Begrenzung des Ausschnitts. Bei diesem Wert, der deutlich höher liegt als der Massentransport im Querprofil 2 am östlichen Rand der Rutschung, handelt es sich noch um einen Minimalwert, da das Volumen des Materials, das an die Front der Rutschung transportiert und zwischen den Aufnahme-terminen vom Dzong Chu erodiert wurde, nicht erfaßt werden konnte.

Aus den Folgejahren liegen aus organisatorischen Gründen keine weiteren stereoskopisch auswertbaren Schrägluftbilder vor. Daher wurden hier 1996, ähnlich wie am östlichen Rand der Rutschung, eine mittig gelegene Haupt- und jeweils eine westlich bzw. östlich parallel dazu verlaufende kürzere Nebenprofilinie (NP_West und NP_Ost) markiert und bis 1998 jährlich nachgemessen (Abb. 5.54 u. 5.55, S. 207). Die Breite des so begrenzten Ausschnitts beträgt 17,5 m. Da eine Vermessung der Profillinien mit einem Theodoliten von einem fixierten Standpunkt aus nicht möglich war, konnten für die Folgejahre nur relative Änderungen in der Horizontalen, nicht aber in der Vertikalen erfaßt werden.

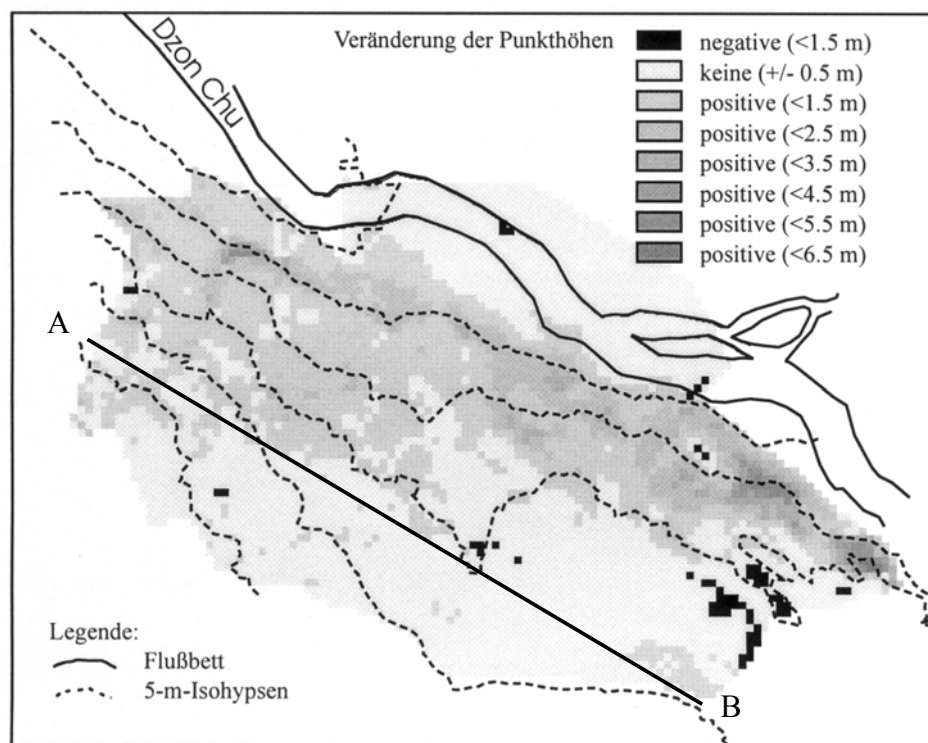


Abb. 5.53: Veränderungen der Punkthöhen an der Front der Rutschung Tongo zwischen 1994 und 1995 (Karte eingependet) (leicht verändert aus: BAADE et al. 1998, 57)

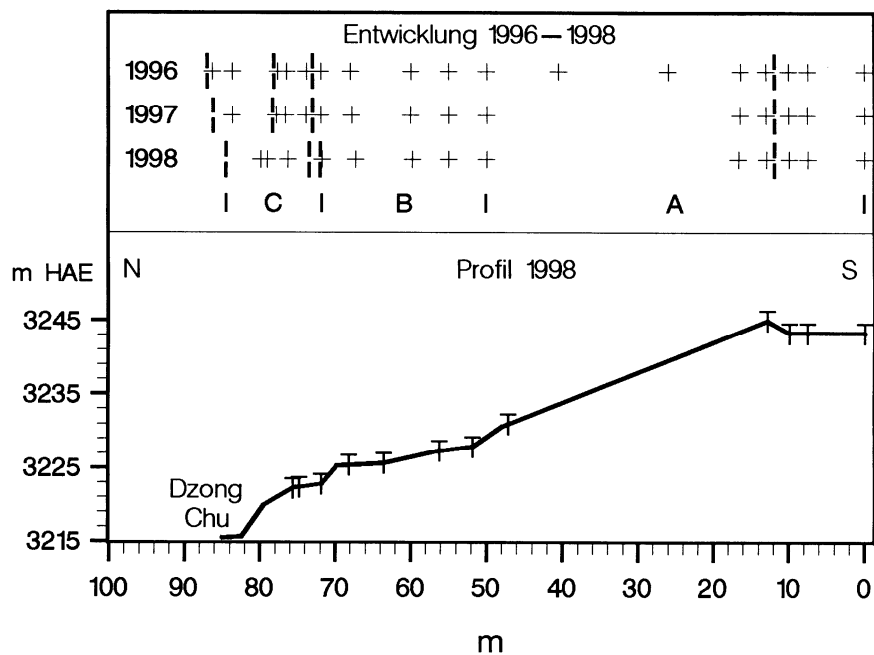


Abb. 5.54: Längsprofil (Hauptprofil) am Fuß der Rutschung Tongo an der Lokalität P3.

Der obere Teil der Abbildung zeigt die Lage der Markierungen in den Jahren 1996 bis 1998 in der Grundrißprojektion; der untere Teil das Längsprofil in einem nicht überhöhten Schnitt; relativer Höhennullpunkt entspricht 3.215 m HAE. Weitere Erläuterungen im Text.

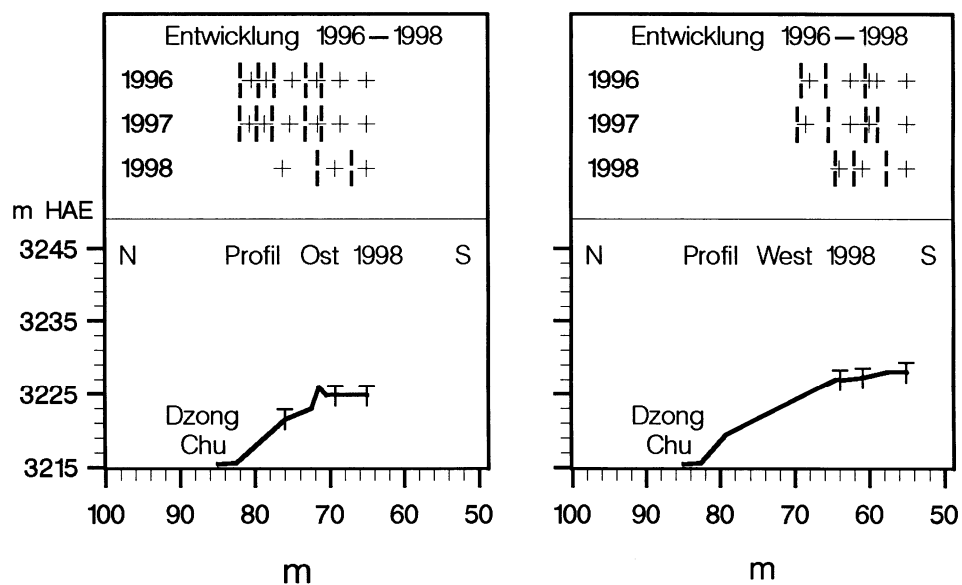


Abb. 5.55: Längsprofil (Nebenprofile) am Fuß der Rutschung Tongo an der Lokalität P3.
(Erläuterungen s. Abb. 5.54)

Sowohl entlang des Hauptprofils (Abb. 5.54) als auch entlang der Nebenprofile (Abb. 5.55) waren insbesondere zwischen 1997 und 1998 erhebliche Materialverluste entlang der Oberkante der Front der Rutschung festzustellen, die sich in den Nebenprofilen durch Kippungen und Gleitungen zwischen 3 m (NP_West) und 10 m (NP_Ost) zurück verlagert hat. Im Bereich des Hauptprofils belief sich die Rückverlagerung der Oberkante im 2-jährigen Meßzeitraum auf 2 m, wobei hier im durch Expansion gekennzeichneten Abschnitt C (s. Abb. 5.54) zusätzlich ein Absacken der Oberfläche um etwa 2 m festzustellen war. Im Mittel- und Oberhangbereich des Fußes der Rutschung (Abschnitte B u. A) waren dagegen nur geringe Änderungen zu beobachten.

Wegen der extremen Instabilität an der Front der Rutschung war eine exakte Aufnahme der Reliefveränderungen und eine exakte Berechnung der Volumenverluste nicht möglich. Ausgehend von unterschiedlichen Rekonstruktionsansätzen dürfte der Volumenverlust an der Front der Rutschung aber zwischen 8,5 und 27,5 m³ pro m liegen. Aus der Tatsache, daß für den Mittel- und Oberhangbereich über die Einmessung der Profillinie eine relative Stabilität festgestellt werden mußte, ergeben sich trotz ähnlicher Werte für den Massentransport gewisse Diskrepanzen im Vergleich zu den Ergebnissen der Auswertung der Stereoluftbilder in diesem Bereich. Ob diese Abweichungen methodenbedingt sind, oder ob sie die zeitliche Variabilität der Rutschungsdynamik reflektieren, kann wegen fehlender Parallelmessungen aber nicht abschließend geklärt werden.

Der Vergleich der über mehrere Jahre an unterschiedlichen Profilen in den als aktiv eingestuften Bereichen der Rutschung Tongo ermittelten rezenten Bewegungsraten zeigt eine hohe Variabilität der Werte, die sich zwischen wenigen cm pro Jahr und bis zu 10 m pro Jahr bewegen. Darüber hinaus dokumentiert die Abbildung 5.46 einen hohen Anteil an wenig aktiven Bereichen innerhalb dieser Rutschung. Insgesamt ist also eine hohe räumliche Variabilität der Bewegungsraten innerhalb der Rutschung Tongo festzustellen, die mit großer Wahrscheinlichkeit von einer zeitlichen Variabilität überlagert wird. In einer ersten Abschätzung der Andauer der Rutschungsaktivitäten im Bereich zwischen Rhamkar und Khyinga (BAADE et al. 1998, 58), die auf dem geschätzten Volumen des Sackungsraums (s. WP/WLI 1993, 1-3) und dem über die Stereobildpaare ermittelten Massentransport am Fuß der Rutschung (33 m³ pro lfd. m und Jahr) beruhte, war ein Zeitraum von mindestens 500 a abgeleitet worden. Nach dem Abschluß der Untersuchungen zur rezenten Rutschungsdynamik ist festzustellen, daß der zugrunde gelegte Wert für den Massentransport im Vergleich zu den anderen ermittelten Werten als hoch einzustufen ist. Folglich unterschätzt der berechnete Zeitraum von 500 a die Andauer der Rutschungsaktivitäten vermutlich deutlich. Eine genauere Aussage lassen die Messungen der rezenten Bewegungsraten wegen der starken räumlichen Variabilität aber nicht zu.

5.2.3.3.2 Befunde zur längerfristigen Rutschungsdynamik

Im Rahmen der geomorphologischen Kartierungen wurden im Oberhangbereich der Rutschung Tongo zwei Sedimentationsareale, einerseits bei Namache, andererseits bei Sojomo, identifiziert (s. Abb. 5.46, S. 198). Bei der Lokalität Namache (‘Wiese‘ im Tibetischen) handelt es sich um eine ca. 20 ha große, auf 3.490 m HAE gelegene Verflachung unmittelbar südöstlich der Krone der Rutschung Tongo (s. Abb. 5.46). Die Lokalität Sojomo (‘kleiner See‘ im Tibetischen) bezeichnet einen unmittelbar am Weg von Khyinga nach Jharkot im Bereich der Rutschung auf einer Höhe von 3.385 m HAE gelegenen Tümpel (s. Abb. 5.46). Die Entfernung zur Rutschungskrone beträgt hier etwa 250 m.

Beide Sedimentationsbereiche werden als inzwischen weitgehend verfüllte Abrißnischen interpretiert, wobei Namache, das jenseits der subrezentem Rutschungskrone liegt, einer älteren Rutschungsphase zugeordnet werden muß. Die im Rahmen von Vorerkundungen 1995 und 1996 durchgeführten Peilstangenbohrungen (max. Tiefe: 5 m) zeigten, daß in beiden Bereichen Wechsellagerungen von groben und feinen mineralischen sowie organogenen Schichten (vorwiegend Mudden) vorhanden sind. Daraus ergab sich die Vermutung, daß an diesen Lokalitäten Geoarchive vorhanden sind, die nicht nur Aussagen zum Beginn der Rutschungsaktivitäten sondern darüber hinaus, mittels palynologischer Untersuchungen, auch Aussagen zur landschaftsökologischen Entwicklung ermöglichen.

Um die zeitliche Stellung der Sedimente einschätzen zu können, wurde eine Probe organischen Materials, die bei den Vorarbeiten in Namache aus einer Tiefe von 2,70 m u. GOF geborgen wurde, datiert. Das Ergebnis dieser Datierung, die ein Alter von 798 ± 34 BP (UtC-5766), entsprechend 1231 – 1276 cal AD ergab, kann, da die Probe nicht aus der Basis der Sedimentabfolge stammt, natürlich nur als Mindestalter für den Beginn der Rutschung interpretiert werden. Gleichzeitig weist es aber für den Bereich von Namache mit einer mittleren Sedimentationsrate von 36 mm a^{-1} auf eine hohe zeitliche Auflösung der Sedimentabfolge.

Wie mehrfach erwähnt, war bereits für den Herbst 1996 geplant, die Sedimentation in den Abrißnischen mit Kernbohrungen genauer zu untersuchen. Da die Bohrungen jedoch erst im Herbst 1998 durchgeführt und die Bohrkerne erst im Januar 1999 in Jena eintrafen, war eine Auswertung der Bohrungen im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr möglich. Die Ergebnisse werden aber an anderer Stelle publiziert. Hier kann nur darauf hingewiesen werden, daß im Bereich von Namache auch in 9 m Tiefe die Basis der Sedimentation nicht erreicht wurde. Eine gleichbleibende Sedimentationsrate vorausgesetzt, wäre hier somit mit einem Mindestalter von 2.500 a für die ältere Abrißnische, bzw. für den Beginn der Rutschung zu rechnen. Da von der Lokalität Sojomo, an der die Basis der Sedimentation bei 4,3 m erreicht wurde, bisher keine Datierungen vorliegen, kann das Alter der jüngeren Abrißnische nicht genau eingeschätzt werden.

Parallel zu den Arbeiten im Bereich der Abrißnischen wurde am Fuß der Rutschung Tongo intensiv nach Lokalitäten geforscht, in denen die basale Scherfläche aufgeschlossen ist. Im Herbst 1998 konnte schließlich in einem Gully, knapp 33 m über dem rezenten Niveau des Dzong Chu und knapp 11 m unter der Geländeoberfläche, ein von der Rutschung überfahrener Kultosol anhand von Holzkohle- und Keramikfunden identifiziert werden (Abb. 5.56). Der Fundort, bzw. die Position der GPS-Messung auf der Geländeoberfläche, ist in Abbildung 5.46 (S. 198) durch den Höhenpunkt 3.229 m HAE markiert. Wie die Aufschlußskizze (Abb. 5.57) zeigt, sitzt der nur 0,65 bis 0,8 m mächtige, ungeschichtete, lehmige Kultosol, der mit 30-40% einen ähnlich hohen Skelettanteil wie die Kultosole von Khyinga aufweist (s. S. 190), einer blockreichen, fluvialen Ablagerung auf. Anhand der Ergebnisse zur Einschneidung des Dzong Chu im Mittleren Muktinath Tal (Kap. 5.2.2.3, S. 182f.) läßt sich aus der Höhendifferenz zum rezenten Vorfluterniveau abschätzen, daß die basale fluviale Lage etwa 3.300 a alt sein dürfte. Überdeckt wird der Kultosol von 10,7 m mächtigen, plastisch deformierten Rutschmassen, wobei die Überschiebungsfläche (Abb. 5.56), die einen Hiatus anzeigt, mit 5 bis 7° gen N30W einfällt.

Dem Kultosol wurden 2 Holzkohleproben entnommen, die bisher aber nicht datiert sind. Zudem konnten 4 Scherben geborgen werden, von denen 2 Scherben



Abb. 5.56: Überschiebungsfläche zwischen liegendem Kultosol und hangender Rutschmasse am Fuß der Rutschung Tongo (Photo: J. Baade)

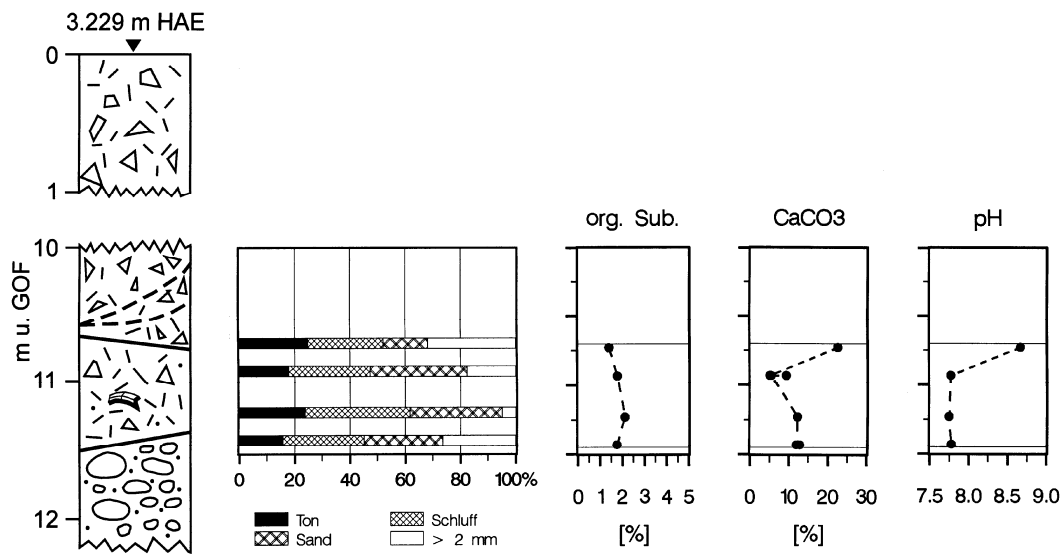


Abb. 5.57: Aufschluß Basis Scherfläche Rutschung Tongo
(28,82611° N / 83,83497° E / 3.229 m HAE)

unbekannter Herkunft und daher zeitlich nicht zuzuordnen waren. Bei den beiden anderen Keramikbruchstücken handelt es sich nach Aussage von Frau I. PAAP (Bonn) eindeutig um Scherben aus der Periode Khyinga I (1. Jh. BC bis 3. Jh. AD, s. Abb. 2.12, S. 52). Obwohl es sich bei den beiden anderen Scherben um Ware unbekannter Herkunft handelt, kann angenommen werden, daß der unter der Basis der Scherfläche aufgeschlossene Kultsol in die Periode Khyinga I zu stellen ist. Damit stellt diese Lokalität die bisher einzige Stelle im Raum Khyinga dar, an der ein in diese Periode zu stellender Kultsol gefunden wurde.

Der Aufschluß belegt zunächst, daß hier ein Kultsol aus der Periode Khyinga I vom Fuß der Rutschung überfahren wurde. Der Zeitpunkt des Ereignisses ist damit noch nicht geklärt. Es wäre durchaus möglich, daß der Kultsol schon lange vor dem Zeitpunkt zu dem er von der Rutschung begraben wurde, aufgelassen wurde. Angesichts der atypisch geringen Mächtigkeit des Kultsols ist aber zu vermuten, daß dessen Entwicklung, d.h. dessen anthropogene Nutzung, durch die Rutschung unterbrochen wurde. Damit wäre die in diesem Aufschluß dokumentierte Rutschungsaktivität also in den ca. 1.900±200 a zurück liegenden Zeitraum zwischen dem 1. Jh. BC und 3. Jh. AD zu stellen. Auch die Tatsache, daß im Bereich des Aufschlusses eine etwa 20 m hohe Steilkante ausgebildet ist, die 43 m über dem rezenten Niveau des Dzong Chu ansetzt (Abb. 5.46, S. 198), weist auf eine bereits seit längerem anhaltende Erosion der Rutschmassen und ein hohes Alter der Rutschung hin. Dies aber bedeutet, daß für den gesamten bisher dokumentierten Zeitraum des Bestehens der Siedlung Khyinga-Khalun (s. Tab. 2.12, S. 52) mit

Instabilitäten im Bereich der Rutschung Tongo und somit natürlich auch mit einer permanenten Gefährdung der Wasserversorgung von Khyinga zu rechnen ist.

Allerdings kann der Aufschluß nicht dahingehend interpretiert werden, daß die Rutschung Tongo (als ganzes) erst während oder nach der Periode Khyinga aktiv geworden wäre. Der Aufschluß besagt lediglich, daß in diesem Teil der Rutschung der Riß der Rutschung während oder nach der Periode Khyinga hervorgestoßen ist. Da der Riß der Rutschung hier einen Kultursol, der über fluvialen Material liegt, überfahren hat, ist zu schließen, daß zumindest an dieser Lokalität die Erosion eines Widerlagers durch den Vorfluter nicht Ursache oder Auslöser der Rutschung gewesen sein kann. Der Bewegungsimpuls muß in diesem Fall also aus hangaufwärtigen Prozesse, wie z.B. eine Auflast oder starke Durchfeuchtung resultieren. Angesichts der stark negativen klimatologischen Wasserbilanz auch im oberen Muktinath Tal (s. Abb. 2.11, S. 29) stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, ob nicht der Bewässerungsfeldbau im Bereich der tiefgründigen Rutschung Tongo, ähnlich wie dies TAMBA (1996) für ein Areal im Himalaya-Vorland diskutiert, zur Destabilisierung der Rutschung beigetragen hat.

Zusammenfassung

Eingebettet in das interdisziplinäre DFG-Schwerpunktprogramm „Siedlungsentwicklung und Staatenbildung im Tibetischen Himalaya“ wurden Untersuchungen zum Landschaftswandel im Thakkhola (Mustang District) in Nepal durchgeführt. Das nördlich des Himalaya-Hauptkamms gelegene Untersuchungsgebiet ($\approx 28^{\circ}45' \text{ N} / 83^{\circ}45' \text{ E}$), das dem obere Einzugsgebiet der Kali Gandaki entspricht, ist durch semi-arides Klima, entsprechend spärliche Vegetationsbedeckung, und eine extreme Reliefenergie gekennzeichnet. Das Nebeneinander von rezenter Besiedlung und zahlreichen Burg-, Siedlungs- und Flurwüstungen in diesem, an der Höhengrenze der Ökumene gelegenen, Raum zeugt von einer durch Stabilitäts- und Instabilitätsphasen gekennzeichneten Siedlungsentwicklung. Ziel der Arbeit war, die Wechselwirkungen zwischen der Landschaftsdynamik und der Siedlungsentwicklung zu untersuchen und mögliche geoökologische Determinanten der Siedlungsentwicklung zu identifizieren.

Da nach den Erkenntnissen der ersten Geländebegehung im Thakkhola der klimatisch gesteuerten (?) Einschneidung des Gewässernetzes sowohl für die Landschaftsdynamik als auch die Siedlungsentwicklung eine besondere Bedeutung zukommt, wurde als morphologisch gut definiertes Ausgangsniveau für diese Untersuchungen die auf 3.000 m HAE gelegene Hangendgrenze der nach dem bisherigen Stand der Forschung (DOLLFUS & USSELMANN 1971; KUHLE 1982, 1983; FORT 1995; OWEN et al. 1998; vgl. aber IWATA 1987) vermutlich spätglazialen Seesedimente im Kali Gandaki Tal gewählt. Über die Datierung der Seesedimente und der in diese eingeschnittenen fluvialen Terrassen sollten Hinweise auf die holozäne Klimaentwicklung im Thakkhola abgeleitet und ein regionaler morphodynamischer Rahmen für die etwa 3.000 a umfassende Siedlungsgeschichte abgesteckt werden. Im zweiten Teil der Untersuchung wurden, eingebettet in diesen Rahmen die Wechselwirkungen zwischen dem natürlichen bzw. quasi-natürlichen Landschaftswandel und der Siedlungsentwicklung detailliert aufgearbeitet.

Im Thakkhola lassen sich drei Phasen der jungpleistozän-holozäne Morphogenese abgrenzen:

1. eine „pleistozäne Einschneidungsphase“, die den langfristigen Trend der Reliefentwicklung repräsentiert,
2. die akkumulative, jungpleistozäne „Süd-Thakkhola Paläoseephase“, die durch einen Bergsturz im Bereich des Himalaya-Hauptkamms ausgelöst wurde, und
3. die exhumierende „jungpleistozän-holozäne Einschneidungsphase“.

Auf der Grundlage von IR-OSL- und ^{14}C -Datierungen an Seesedimenten konnten diese Phasen erstmalig in ihrer absoluten Alterstellung eingeordnet werden. Demnach umfaßt die „Süd-Thakkhola Paläoseephase“ etwa den Zeitraum zwischen

76,2±11,4 ka bis 32,7±3,8 ka. Dies entspricht in der NW-europäischen Nomenklatur dem Zeitabschnitt zwischen dem Odderade Interstadial und dem Denekamp Interstadial. Da das Einzugsgebiet des Paläosees gut abgrenzbar ist (3.360 km²) und sowohl das Volumen der Seesedimente (21,2±0,8 km³) als auch die Andauer der Sedimentation (43,5±12,0 ka) ermittelt werden konnten, war es möglich, für diesen Zeitraum den mittleren Abtrag im Einzugsgebiet (240±70 t km⁻² a⁻¹ bzw. 145±45 Bubnoff) zu bestimmen. Trotz potentiell guter Erhaltungsbedingungen in den fein laminierten Seesedimenten, waren keine Pollen zu finden. Dies deutet auf entweder sehr viel trockenere, oder deutlich kältere Klimabedingungen in diesem Zeitraum hin.

Im Anschluß an die Seephase ist stellenweise eine bis zu 100 m mächtige Schotterakkumulation festzustellen, deren Obergrenze aber zeitlich nicht genau zu fixieren war. Die anschließende „jungpleistozän-holozäne Einschneidungsphase“ ist in mehreren Terrassenniveaus, deren Altersstellung bisher heftig umstritten war (KUHLE 1982; IWATA et al. 1982), morphologisch gut dokumentiert. Hier zeigt die ¹⁴C-Datierung der bei Jomsom etwa 100 m unter der Hangendgrenze der Seesedimente und ca. 230 m über dem rezenten Schotterbett gelegenen 2.905-m-Terrasse, daß der Beginn der „jungpleistozän-holozänen Einschneidungsphase“ deutlich vor 21.455±220 cal BC anzusetzen ist. Dieser Befund widerspricht der bisherigen Auffassung, daß Gletscher zum ‚Last Glacial Maximum‘ den damaligen Talboden des Kali Gandaki Tals erreicht haben (s. KUHLE 1982; FORT 1995; OWEN et al. 1998). Trotz höchst aufschlußreicher Funde auf der 100 m tiefer gelegenen Terrasse (2.800-m-Niveau bei Jomsom), konnten wegen Mangels an datierbarem Material keine weiteren Zwischenstufen der Einschneidung der Kali Gandaki absolut datiert werden.

Rezent wechseln im Längsprofil der Kali Gandaki erosive und akkumulative Abschnitte. Befunde aus Kagbeni zeigen, daß im Bereich der Talweitung zwischen Ekleibathi und Kagbeni offensichtlich seit etwa 1.800 a die Akkumulation überwiegt. Dagegen wird die Morphodynamik der Nebenflüsse weiterhin durch eine starke Einschneidung geprägt. Für das im Detail untersuchte Muktinath Tal konnte über die Datierung fluvialer und anthropogener Depositionen für die letzten 3.000 eine mittlere Einschneidungsrate von 1 m pro 100 a ermittelt werden.

Im Hinblick auf die Wechselwirkungen zwischen dem natürlichen bzw. quasi-natürlichen Landschaftswandel und der Siedlungsentwicklung, deren Schnittstelle die anthropogene Flächennutzung bildet (IVES & MESSERLI 1990), ist zunächst festzustellen, daß die detaillierten Untersuchungen an unterschiedlichen Standorten keine Hinweise auf Entwicklungen ergaben, die alle Siedlungsplätze synchron betroffen hätten. Daraus ist abzuleiten, daß die im jüngeren Holozän weltweit dokumentierten Klimaschwankungen für die Siedlungsentwicklung im Thakkhola eine eher untergeordnete Rolle gespielt haben. Dies dürfte darauf zurückzuführen

sein, daß angesichts einer stark negativen klimatologischen Wasserbilanz nicht nur in der trockenen Talzone sondern auch in der etwas feuchteren Hangzone seit 2.000 bis 2.500 a künstliche Bewässerung betrieben wird und somit klimatische Effekte weitgehend abgepuffert werden. Diese lange andauernde künstliche Bewässerung dokumentiert sich in einer zwar räumlich beschränkten, aber deutlichen anthropogenen Reliefformung und mehrere Meter mächtigen Kultosolen, respektive Anthrolehmen, die allenthalben in Mustang zu finden sind. Dabei stellen die Kultosole in diesem ariden Raum ein wertvolles, weil in der Regel datierbares, Anthrogeoarchiv für die Rekonstruktion von Siedlungsentwicklung auch außerhalb der Siedlungsplätze dar (vgl. STOKES 1997). Im einzelnen konnte für Kagbeni (Unteres Muktinath Tal) ein offensichtlich ununterbrochener Bewässerungsfeldbau seit 155 ± 15 cal AD oder 270 ± 70 cal AD, für die Flurwüstung Kuse Nama und Phudzeling (Mittleres Muktinath Tal) ein vermutlich ununterbrochener Bewässerungsfeldbau von 455 ± 65 cal BC bis 1580 ± 70 cal AD und für den Raum Khyinga (Oberes Muktinath Tal) ein Bewässerungsfeldbau seit der Periode Khyinga I (1. Jh. BC bis 3. Jh. AD) nachgewiesen werden.

Allerdings ergeben sich aus der künstlichen Bewässerung auch neue Abhängigkeiten und Gefährdungen.

So läßt sich für das im Oberen Muktinath Tal gelegene Khyinga zeigen, daß die Wasserversorgung dieses Ortes durch tiefgründige Rutschungen, die nicht umgangen werden können, vermutlich seit dem bisher dokumentierten Zeitraum des Bestehens der Siedlung, stark gefährdet ist. Daß hier die Rutschungsaktivitäten durch die kontinuierliche Wasserzufuhr im Rahmen des Bewässerungsfeldbaus verstärkt wurden und damit ein frühes Beispiel für eine unbeabsichtigte Veränderung der Umweltbedingungen durch den Menschen vorliegt, läßt sich allerdings nur vermuten.

Im Mittleren Muktinath Tal hat vermutlich die bereits angesprochene Einschneidung des Vorfluters und die damit einhergehende Verschlechterung der Wasserversorgung, insbesondere der Felder, zur Auflassung der Fluren und der Siedlungen geführt. Bodenchemische Untersuchungen ergaben hier zudem einen deutlich ertragsmindernden Salzgehalt der Böden. Bisher geäußerte Vermutungen, daß die Wüstungen im Mittleren Muktinath Tal Folge eines singulären, extremen fluvialen Ereignisses seien (s. HAFFNER & POHLE 1993a+b), konnten dagegen auf der Grundlage der geomorphologischen Untersuchungen widerlegt werden.

Neben diesen indirekten Auswirkungen der Morphodynamik auf den Bewässerungsfeldbau konnten zusätzlich, in der Regel in kleinerem Umfang, auch direkte Wirkungen durch Massenbewegungen festgestellt werden (z.B. in Phudzeling und Khyinga). Daß die extreme Reliefenergie aber auch extreme Ereignisse zur Folge haben kann, zeigen die Befunde aus dem Raum Jomsom, wo auf der Terrasse Langlangtang, die 100 m über dem rezenten Schotterbett liegt, über einem Kult-

sol Ablagerungen einer Massenbewegung mit einem Volumen von $0,45 \text{ m}^3$ identifiziert werden konnten, die östlich der Kali Gandaki zudem im Hangenden der bis ins 7. J. AD reichenden Siedlung Bumchekang zu finden sind.

Insgesamt konnten im Rahmen dieser Arbeit durch detaillierte Untersuchungen bedeutende Veränderungen der Umwelt festgestellt werden. Wegen der Unschärfe der Datierungsmethoden ist es jedoch nicht möglich, Veränderungen der Umwelt kausal mit Instabilitätsphasen der Siedlungsentwicklung zu verknüpfen. Die Zeitzeugen, die über die Reihenfolge und die kausalen Zusammenhänge berichten, ist es auch angesichts der beachtlichen „*creative adjustment*“ der Menschen an ihre Umwelt (EHLERS 1996, 42), die sich z.B. in der Entwicklung im Mittleren Muktinath Tal und vermutlich auch im Raum Khyinga dokumentiert, unmöglich (allerdings auch unnötig) einen geökologischen Determinismus nachzuweisen.

Literatur

- ABEL, W. (1967): Geschichte der deutschen Landwirtschaft vom frühen Mittelalter bis zum 19. Jahrhundert. Deutsche Agrargeschichte Bd. 2. Stuttgart (Ulmer): 361 pp.
- AG BODEN (Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland) (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover: 392 pp.
- AG HOCHGEBIRGSFORSCHUNG (Arbeitsgemeinschaft für Vergleichende Hochgebirgsforschung) (1993): Annapurna 1:100.000. Nepal-Kartenwerk der Arbeitsgemeinschaft für vergleichende Hochgebirgsforschung Blatt 9: München.
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. UTB für Wissenschaft. Stuttgart (Ulmer): 440 pp.
- AI, N.S. & A.E. SCHEIDEGGER (1981): Valley trends in Tibet. – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 25(2): 203–212.
- AK BODENSYSTEMATIK (Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft) (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 86, I-180.
- ALLCHIN, B., A. GOUDIE & K. HEGDE (1978): The prehistory and palaeogeography of the Great Indian Desert. London (Academic Press): 370 pp.
- ALLEN, P.A. (1997): Earth surface processes. Oxford (Blackwell): 404 pp.
- ANNANDALE, G.W. (1987): Reservoir sedimentation. Developments in water science 29. Amsterdam (Elsevier): 221 pp.
- ATKINS, P., I. SIMMONS & B. ROBERTS (1998): People, land and time. An historical introduction to the relations between landscape, culture and environment. London (Arnold): 286 pp.
- BAADE, J. (1994): Geländeexperiment zur Verminderung des Schwebstoffaufkommens in landwirtschaftlichen Einzugsgebieten. – Heidelberger Geographische Arbeiten 95: 215 pp.
- BAADE, J., A. LANG, R. MÄUSBACHER & G.A. WAGNER (1998): Quaternary lake deposits in the Thakkhola Graben, Mustang, Nepal. – Geological Bulletin, University of Peshawar 31: 22–23.
- BAADE, J., R. MÄUSBACHER, G. WAGNER, E. HEINE & R. KOSTKA (1998): Landslides and deserted places in the semi-arid environment of the Inner Himalaya. In: KALVODA, J. & C.L. ROSENFELD (Hrsg.): Geomorphological hazards in High Mountain Areas. The GeoJournal Library 46. Amsterdam (Kluwer): 49–62.
- BAADE, J., R. MÄUSBACHER & G.A. WAGNER (im Druck): The development of the Dzong Chu alluvial fan at Kagbeni. In: HAFFNER, W. & P. POHLE (Hrsg.): Kagbeni – Contributions to the village's history and geography. – Giessener Geographische Schriften 77.
- BAADE, J. & R. MÄUSBACHER (im Druck): Environmental change and settlement history – Preliminary results from the Muktinath Valley, Inner Himalayas, Nepal. In: MIEHE,

- G. & ZHANG YILI (Hrsg.): Proceedings of the International Symposium on Environmental Change in High Asia. Marburger Geographische Schriften 135.
- BÄUMLER, R., W. ZECH, H. HEUBERGER & K. WEBER-DIEFENBACH (1991): Investigations on the intensity of weathering of soils developed from glacial and fluvioglacial deposits and their relationship with the history of the landscape in the Mt. Everest region. – *Geoderma* 48: 223–243.
- BÄUMLER, R., W. ZECH (1994): Soils of the high mountain region of Eastern Nepal: Classification, distribution and soil forming processes. – *Catena* 22: 85–103.
- BAHRENBERG, G., E. GIESE & J. NIPPER (1990): Statistische Methoden in der Geographie. Bd. 1: Univariate und bivariate Statistik. Stuttgart (Teubner): 233 pp.
- BANDYOPADHYAY, J., J.C. RODDA, R. KATTELMANN, Z.W. KUNDZEWICZ & D. KRAEMER (1997): Highland waters – a resource of global significance. In: MESSERLI, B. & J.D. IVES (Hrsg.): Mountains of the world. A global priority. New York (Parthenon): 131–155.
- BARRY, R.G. (1992²): Mountain Weather and climate. London (Routledge): 402 pp.
- BARTINGTON INSTRUMENTS (1995): Operation manual for MS2 Magnetic Susceptibility System. Oxford: 40 pp..
- BASNET, K. (1992): Temperature variations in Nepal. – *The Himalayan Review* XX–XXIII: 25–34.
- BELL, M. (1992): Archaeology under alluvium: human agency and environmental process. Some concluding thoughts. In: NEEDHAM, S. & M.G. MACKLIN (Hrsg.)(1992): Alluvial archaeology in Britain. Oxbow Monograph 27. Oxford (Oxbow): 271–276.
- BENN, D.I. & D.J.A. EVANS (1998): Glaciers & Glaciation. London (Arnold): 734 pp.
- BILHAM, R., P. BODIN & M. JACKSON (1995): Entertaining a great earthquake in Western Nepal: Historic inactivitiy and geodetic test for the development of strain. – *Journal of Nepal Geological Society, Special Issue, Vol. 11*: 73–88.
- BIRKELAND, P.W. (1999³): Soils and geomorphology. Oxford (Univ. Press).
- BLÜTHGEN, J. & W. WEISCHET (1980³): Allgemeine Klimageographie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Bd. 2. Berlin (de Gruyter): 887 pp.
- BLUME, H.-P. (1989): Classification of soils in urban agglomerations. – *Catena* 16: 269–275.
- BORDET, P. (1971a): Introduction. In: BORDET, P., M. COLCHEN, D. KRUMMENACHER, P. LE FORT, R. MOUTERDE, M. REMY: Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, Région de la Thakkhola.. Paris (Edition du CNRS): 11–26 pp.
- BORDET, P. (1971b): La tectonique de la Thakkhola. In: BORDET, P., M. COLCHEN, D. KRUMMENACHER, P. LE FORT, R. MOUTERDE, M. REMY: Recherches Géologiques dans l'Himalaya du Népal, Région de la Thakkhola. Paris (Edition du CNRS): 203–232.
- BORK, H.–R., H. BORK, C. DALCHOW, B. FAUST, H.–P. PIORR & T. SCHATZ (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. Wirkungen des Menschen auf Landschaften. Gotha (J. Perthes): 328 pp.

- BOTSCH, F., K. BUNTE, S. CHRISTIANS, W. KÜPPERS, K. SCHÜRGENS & R. SPIEKER (1984): Jharkot. In: KEMP, P.H. (Hrsg.): The changing Himalayan landscape in west Nepal. Berlin (Reimer): 171–184.
- BOWEN, D.Q., G.M. RICHMOND, D.S. FULLERTON, V. ŠIBRAVA, R.J. FULTON & A.A. VELICHKO (1986): Correlation of Quaternary glaciations in the Northern hemisphere. In: ŠIBRAVA, V. D.Q. BOWEN & G.M. RICHMOND (Hrsg.): Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Quaternary Science Reviews 5. Oxford (Pergamon): 509–510.
- BRADLEY, R. (Hrsg.)(1993): High resolution record of past climate from monsoon Asia: The last 2000 years and beyond. Recommendations for research. PAGES Workshop Report, Series: 93–1: o.S.
- BRADLEY, R.S. & P.D. JONES (1995²): Climate since A.D. 1500: Introduction. In: BRADLEY, R.S. & P.D. JONES (Hrsg.)(1995): Climate since A.D. 1500. London (Routledge): 1–16 pp.
- BRADY, N.C. & R.R. WEIL (1999¹²): The nature and properties of soils. Upper Saddle River (Prentice-Hall): 881 pp.
- BRONGER, A. & J.A. CATT (1989): Paleosols: Problems of definition, recognition and interpretation. In: BRONGER, A. & J.A. CATT (Hrsg.): Paleopedology. Nature and application of paleosols. Catena Supplement 16. Cremlingen–Destedt (Catena): 1–7.
- BRONK RAMSEY, C. (1995): OxCal Program v2.18, Manual. Oxford: 112pp.
- BROWN, A.G. (1997): Alluvial geoarchaeology. Floodplain archaeology and environmental change. Cambridge Manuals in Archaeology. Cambridge (Univ. Press): 377 pp.
- BROWN, R.L. & J.H. NAZARCHUK (1993): Annapurna detachment fault in the Greater Himalaya of central Nepal. In: TRELOAR, P.J. & M.P. SEARLE (Hrsg.): Himalayan tectonics. Geological Society Special Publication 74. London (Geological Society): 461–473.
- BRUIJNZEEL, L.A. & C.N. BREMMER (1989): Highland–lowland interactions in the Ganges Brahmaputra river basin: A review of published literature. ICIMOD Occasional Paper 11: Kathmandu (ICIMOD): 136 pp.
- BRUNNACKER, K. (1990): Gliederung und Dauer des Eiszeitalters im weltweiten Vergleich. In: LIEDTKE, H. (Hrsg.): Eiszeitforschung. Darmstadt (WBG): 55–68.
- BRUNNER, U. (1983): Die Erforschung der antiken Oase von Marib mit Hilfe geomorphologischer Untersuchungsmethoden. – Archäologische Berichte aus dem Yemen II. Mainz: 134 pp.
- BÜDEL, J. (1963): Klima–genetische Geomorphologie. – Geographische Rundschau 15: 269–285.
- BURCHARD, I. (1998): Anthropogenic impact on the climate since man began to hunt. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 139: 1–14.
- BURCHFIEL, B.C., CHEN ZHILIANG, K.V. HODGES, LIU YUPING, L.H. ROYDEN, DENG CHANGRONG, XU JIENE (1992): The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional

- mountain belt. The Geological Society of America Special Paper 269. Boulder: 41 pp.
- C.N.R.S. (Hrsg.)(1968): Esquisse géologique de la Thakkhola (Nepal Central) 1:75.000, Bearbeiter: P. BORDET, M. COLCHEN, D. KRUMMENACHER, P. LE FORT, R. MOUTERDE & M. REMY. o.O. (C.N.R.S.): 1 Karte.
- CAMERON, C.M. (1993): Abandonment and archaeological interpretation. In: CAMERON, C.M. & S.A. TOMKA (Hrsg.): Abandonment of settlements and regions. Ethnoarchaeological and archaeological approaches. Cambridge (Univ. Press): 3-7.
- CARTOCONSULT AUSTRIA (1992): Research area Kali Gandaki – Muktinath Valley 1:50.000. Graz.
- CARTOCONSULT AUSTRIA (1993a): Muktinath Valley 1:10.000, West Sheet. Graz.
- CARTOCONSULT AUSTRIA (1993b): Muktinath Valley 1:10.000, East Sheet. Graz.
- CATT, J.A. (1992): Angewandte Quartärgeologie. Stuttgart (Enke):358 pp.
- CLAPPERTON, C.M. (1997): Greenland ice cores and north atlantic sediments: Implications for the last glaciation in Scotland. In: GORDON, J.E. (Hrsg.): Reflections on the ice age in Scotland. An update on quaternary studies. Glasgow (SAGT): 45-58.
- COLCHEN, M. (1971): Les formations paléozoïques de la Thakkhola. In: BORDET, P., M. COLCHEN, D. KRUMMENACHER, P. LE FORT, R. MOUTERDE & M. REMY: Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, Région de la Thakkhola. Paris (Edition du CNRS): 83–118.
- COLEMAN, M. & K. HODGES (1995): Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from new minimum age of east–west extension. – *Nature* 374: 49–52.
- COQUE–DELHUILLE, B. & P. GENTELLE (1997): Crues et sédimentation contrôlée Yémen Antique. – *Géomorphologie: Relief, processus, environnement* 1997(2): 99–110.
- COREL CORPORATION (1995): CorelDRAW Benutzerhandbuch, Vers. 6.0. o.O.
- CRAMER, T. (1997): Climatic gradients in the Karakorum and their effects on the natural vegetation. In: STELLRECHT, I. & M. WINIGER (Hrsg.): Perspectives on history and change in the Karakorum, Hindukush, and Himalaya. Culture area Karakorum scientific studies 3. Köln (Köppe): 265–276.
- CRUDEN, D.M. & D.J. VARNES (1996): Landslide types and processes. In: TURNER, A.K. & R.L. SCHUSTER (Hrsg.): Landslides. Investigation and mitigation. Transportation Research Board, National, Research Council, Special Report 247. Washington, D.C. (Nat. Acad. Press): 36–75.
- CULBERT, T.P. (1988): The collapse of classic Maya civilization. In: YOFFEE, N. & G.L. COWGILL (Hrsg.): The collapse of ancient states and civilizations. Tucson (Univ. of Arizona Press): 69-101.
- DAWSON, A.G. (1992): Ice age earth. Late Quaternary geology and climate. London (Routledge): 293 pp.
- DE GRAAFF, L.W.S., M.G.G. DE JONG, J. RUPKE & J. VERHOFSTAD (1987): A geomorphological mapping system at scale 1:10,000 for mountainous areas. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 31(2): 229–242.
- DEARING, J. (1994): Environmental magnetic susceptibility. Using the Bartington MS2 system. Oxford:104 pp.

- DEMEK, J. (Hrsg.)(1976): Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung. Wien (Hirt): 463 pp.
- DERBYSHIRE, E. (Hrsg.)(1976): Geomorphology and climate. London (Wiley): 489 pp.
- DHAR, O.N. & B.N. MANDAL (1986): A pocket of heavy rainfall in the Nepal Himalayas – a brief appraisal. In: JOSHI, S.C. (Hrsg.): Nepal Himalaya. Geo-ecological perspectives. Naini Tal: 75–81.
- DHAR, O.N. & P.R. RAKHECHA (1986): Studies in applied meteorology. Part A: Precipitation climatology of Nepal Himalayas. In: JOSHI, S.C. (Hrsg.): Nepal Himalaya. Geo-ecological perspectives. Naini Tal: 411–421.
- DHM (Dep. of Hydrology and Meteorology, HMG Nepal)(1969): Surface water records of Nepal, Suppl. No. 3, 1968. Kathmandu: 50 pp.
- DHM (1972): Surface water records of Nepal, Suppl. No. 4, 1969. Kathmandu: 50 pp.
- DHM (1988): Climatological records of Nepal, 1985–1986. Kathmandu: ca. 200 pp.
- DHM & US AID (1968): Surface water records of Nepal, Suppl. No. 2, 1967. Kathmandu: 50 pp.
- DIHM (Dep. of Irrigation, Hydrology and Meteorology, HMG Nepal)(1973): Surface water records of Nepal, Suppl. No. 6, 1971. Kathmandu: 50 pp.
- DIHM (1977): Climatological records of Nepal, 1971–1975, Vol. I. Kathmandu: ca. 350 pp.
- DIHM (1982): Climatological records of Nepal, 1976–1980, Vol. I. Kathmandu: ca. 350 pp.
- DIHM (1984): Climatological records of Nepal, 1981–1982, Vol. I. Kathmandu: ca. 200 pp.
- DIHM (1986a): Climatological records of Nepal, 1983–1984, Vol. I. Kathmandu: ca. 200 pp.
- DIHM (1986b): Climatological records of Nepal, Vol. II. Kathmandu: ca. 100 pp.
- DIKAU, R., D. BRUNSDEN, L. SCHROTT & M.–L. IBSEN (Hrsg.)(1996): Landslide recognition: identification, movement and causes. IAG Publ. No. 5. Chichester (Wiley): 251 pp.
- DIN 19683/1 (1973): Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung durch Siebung. Hrsg. v. Deutschen Institut für Normung. Berlin (Beuth): 2 pp.
- DIN 19683/2 (1973): Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung nach Vorbehandlung mit Natriumpyrophosphat. Hrsg. v. Deutschen Institut für Normung. Berlin (Beuth): 2 pp.
- DIN 19684/1 (1977): Bestimmung des pH-Wertes des Bodens und Ermittlung des Kalkbedarfs. Hrsg. v. Deutschen Institut für Normung. Berlin (Beuth): 2 pp.
- DIN 19684/2 (1977): Bestimmung des Humusgehaltes im Boden. Hrsg. v. Deutschen Institut für Normung. Berlin (Beuth): 2 pp.
- DIN 19684/5 (1977): Bestimmung des Carbonatgehaltes im Boden. Hrsg. v. Deutschen Institut für Normung. Berlin (Beuth): 1 pp.
- DIN 19684/7 (1977): Bestimmung des Gehalts an leichtlöslichem zweiwertigem Eisen im Boden. Hrsg. v. Deutschen Institut für Normung. Berlin (Beuth): 2 pp.

- DIN 19684/8 (1977): Bestimmung der Austauschkapazität des Bodens und der austauschbaren Kationen. Hrsg. v. Deutschen Institut für Normung. Berlin (Beuth): 2 pp.
- DITTMANN, E. (1970): Statistische Untersuchungen zur Struktur der Niederschläge in Nepal. – *Khumbu Himal* 7/2: 47–60.
- DOBREMEZ, J.-F. & C. JEST (1971): Carte écologique du Népal I: Région Annapurna–Dhaulagiri 1/250000. – *Cahiers Nepalais* 3: 147–190.
- DOLLFUS, O. & P. USSELMANN (1971): Aspects géomorphologiques de la vallée de la Kali Gandaki entre Jomosom et la confluence de la Modi Khola. In: BORDET, P., M. COLCHEN, D. KRUMMENACHER, P. LE FORT, R. MOUTERDE & M. REMY: *Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, Région de la Thakkhola*. Paris (CNRS): 179–186.
- DOMRÖS, M. & PENG GONGBING (1988): *The climate of China*. Berlin (Springer): 360 pp.
- DONNER, W. (1994): *Lebensraum Nepal. Eine Entwicklungsgeographie*. – *Mitteilungen des Instituts für Asienkunde Hamburg* 226: 728 pp.
- EASTERBROOK, D.J. (Hrsg.) (1988): *Dating Quaternary sediments*. Geological Society of America, Special Paper 227. Boulder (GSA): 165 pp.
- EASTMAN, J.R. (1992a): IDRISI, Vers. 4.0 Rev. 1, User's guide. Worcester, Massachusetts: 178 pp.
- EASTMAN, J.R. (1992b): IDRISI, Vers. 4.0 Rev. 2, Technical Reference. Worcester, Massachusetts: 229 pp.
- EASTMAN, J.R. (1993): IDRISI, Vers. 4.1 Rev. 1, Update Manual. Worcester, Massachusetts: 209 pp.
- EDWARDS, M.A. & T.M. HARRISON (1997): When did the roof collapse? Late Miocene north–south extension in the high Himalaya revealed by Th–Pb monazite dating of the Khula Kangri granite. – *Geology* 25(6): 543–546.
- EHLERS, E. (1996): Traditionelles Umweltwissen und Umweltbewußtsein und das Problem nachhaltiger landwirtschaftlicher Entwicklung – unter besonderer Berücksichtigung asiatischer Hochgebirge. – *Heidelberger Geographische Gesellschaft – Journal* 10: 37–51.
- EHRHARD, F.-K. (1993): Tibetan sources on Muktinath. – *Ancient Nepal* 134: 23–39.
- EINSELE, G. (1992): *Sedimentary basins. Evolution, facies, and sediment budget*. Berlin (Springer): 628 pp.
- EINSELE, G., L. RATSCHBACHER & A. WETZEL (1996): The Himalaya–Bengal fan denudation–accumulation system during the past 20 Ma. – *The Journal of Geology* 104(2): 163–184.
- EISBACHER, G.H. (1991): *Einführung in die Tektonik*. Stuttgart (Enke): 310 pp.
- ENGLAND, P. & P. MOLNAR (1990): Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. – *Geology* 18: 1173–1177.
- ERGENZINGER, P., W. FREY, H. KUHNE & H. KURSCHNER (1988): The reconstruction of environment, irrigation and development of settlement on the Habur in north-east Syria. In: BINTLIFF, J.L., D.A. DAVIDSON & E.G. GRANT (Hrsg.): *Conceptual issues in environmental archaeology*. Edinburgh (Univ. Press): 108–128.

- FAO, UNESCO & ISRIC (1990²): FAO – Unesco Soil map of the world, Revised legend. World soil resources report 60. Rom (FAO): 118 pp.
- FIELDING, E.J. (1996): Tibet uplift and erosion. – *Tectonophysics* 260: 55–84.
- FINKE, L. (1996³): Landschaftsökologie. Das Geographische Seminar. Braunschweig (Westermann): 245 pp.
- FINSTERWALDER, R. (1994): Kartographische Aktivitäten in Nepal – eine neue Trekkingkarte 1:100 000 der Annapurnagruppe. – *Kartographische Nachrichten* 44: 14–16.
- FLOHN, H. (1959): Bemerkungen zur Klimatologie von Hochasien. Aktuelle Schneegrenze und Sommerklima. – *Akademie d. Wissenschaften u. Literatur Mainz, Abhandlungen d. Math.-nat. Klasse: Jg. 1959 Nr. 14*: 1409–1431.
- FLOHN, H. (1970): Beiträge zur Meteorologie des Himalaya. – *Khumbu Himal* 7(2):25–45
- FLOHN, H. (1991): Towards a physical interpretation of the end of the holocene moist period in the Near East. – *Erdkunde* 45: 163–167.
- FORT, M. (1980a): La formation de la Kali Gandaki et l'histoire recente de la haute chaîne himalayenne. – *Bull. Assoc. Géogr. Franc.* 471: 237–247.
- FORT, M. (1980b): Les formations quaternaires lacustres de la Basse Thakkhola (Himalaya du Népal): intérêt paléogéographique, néotectonique et chronologique. – *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D* 290: 171–174.
- FORT, M. (1987): Geomorphic and hazards mapping in the dry, continental Himalaya: 1:50,000 maps of Mustang District, Nepal. – *Mountain Research and Development* 7(3): 222–238.
- FORT, M. (1995): The himalayan glaciation: Myth and reality. – *Journal of Nepal Geological Society, Special Issue, Vol. 11*: 257–272.
- FORT, M. (1996): Late Cenozoic environmental changes and uplift on the northern side of the central Himalaya: a reappraisal from field data. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 123–145.
- FORT, M., J.P. BASSOULLET, M. COLCHEN & P. FREYTET (1981): Sedimentological and structural evolution of the Thakkhola–Mustang Graben (Nepal Himalaya) during late Neogene and Pleistocene. – *Proceedings of Neogene/Quaternary Boundary Field Conference, India, 1979*: 25–35.
- FORT, M., D.W. BURBANK & P. FREYTET (1989): Lacustrine sedimentation in a semiarid alpine setting: An example from Ladakh, Northwestern Himalaya. – *Quaternary Research* 31: 332–350.
- FORT, M., P. FREYTET & M. COLCHEN (1982): Structural and sedimentological evolution of the Thakkhola Mustang Graben (Nepal Himalayas). – *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.Bd.* 42: 75–98.
- FRANCE-LANORD, C., L. DERRY & A. MICHARD (1993): Evolution of the Himalaya since Miocene time: isotopic and sedimentological evidence from the Bengal Fan. In: TRELOAR, P.J. & M.P. SEARLE (Hrsg.): *Himalayan tectonics*. Geological Society Special Publication No. 74. London: 603–621.
- FRANKEL, M. & P. ROBERTS (1995): Nepal: A sound like thunder. A deadly storm hits the Himalayas in trekking season. – *Newsweek* 27.11.1995: 31–32.

- FRENZEL, B. (1994): Zur Paläoklimatologie der letzten Eiszeit auf dem Tibetischen Plateau. – Göttinger Geographische Abhandlungen 95: 115–141.
- FRISCH, W. & J. LOESCHKE (1990²): Plattentektonik. – Erträge der Forschung 236. Darmstadt (WBG): 243 pp.
- FUCHS, G. (1967): Zum Bau des Himalaya. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch–Naturwissenschaftliche Klasse, Denkschriften 113. Wien (Springer): 211 pp.
- FUCHS, G. & W. FRANK (1970): The geology of west Nepal between the rivers Kali Gandaki and Thulo Bheri. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband 18: 103 pp.
- FÜCHTBAUER, H. (1988⁴): Sedimentäre Ablagerungsräume. In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment–Petrologie, Teil II. Stuttgart (Schweizerbart): 865–960.
- GAMBLE, C. & O. SOFFER (1990): Introduction: Pleistocene polyphonie: The diversity of human adaptations at the Last Glacial Maximum. In: SOFFER, O. & C. GAMBLE (Hrsg.): The world at 18000 BP. Vol. 1: High latitudes. London (Unwin Hyman): 1–23.
- GANSSE, A. (1982): The morphogenic phases of mountain building. In: HSÜ, K.J. (Hrsg.): Mountain building processes. London (Academic Press): 221–228.
- GARDINER, V. (1975): Drainage basin morphometry. – British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin 14. o.O.: 48 pp.
- GARZANTI, E., M. GORZA, L. MARTELLINI & A. NICORA (1994): Transition from diagenesis to metamorphism in the Paleozoic to Mesozoic succession of the Dolpo–Manang Synclinorium and Thakkhola Graben (Nepal Tethys Himalaya). – *Eclogae Geologicae Helvetiae* 87(2): 613–632.
- GASSE, F., M. ARNOLD, J.C. FONTES, M. FORT, E. GILBERT, A. HUC, LI BINGYAN, LI YUANFANG, LIU QING, F. MÉLIÈRES, E. VAN CAMPO, WANG FUBAO & ZHANG QINGSONG (1991): A 13,000–year climate record from western Tibet. – *Nature* 353: 742–745.
- GASSE, F., J.C. FONTES, E. VAN CAMPO & K. WEI (1996): Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 4: Discussion and conclusions. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 79–92.
- GEORG, S. (1996): Marphatan Thakali. Untersuchungen zur Sprache des Dorfes Marpha im Oberen Kali–Gandaki–Tal/Nepal. München (Lincom Europa): 410 pp.
- GEYH, M.A. (1983): Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartär–Forschung. Praktische Aspekte zur Entnahme, Auswahl und Behandlung von Proben sowie zur Beurteilung und Interpretation geochronologischer Ergebnisse. – *Clausthaler Tektonische Hefte* 19: 163 pp.
- GODIN, L., K.V. HODGES, R. PARRISH & R.L. BROWN (1998): Timing of thermal events in the Upper Kali Gandaki valley of central Nepal Himalaya. – *Geological Bulletin, University of Peshawar* 31: 68–70.

- GORDON, J.E. (1997): Introduction: Recent advances in quaternary studies. In: GORDON, J.E. (Hrsg.): *Reflections on the ice age in Scotland. An update on quaternary studies.* Glasgow (SAGT): 1-14.
- GOUDIE, A.S. (1992³): *Environmental change.* Oxford (Clarendon Press): 329 pp.
- GOUDIE, A. (1993⁴): *The human impact on the natural environment.* Oxford (Blackwell): 454 pp.
- GOUDIE, A., B.W. ATKINSON, K.J. GREGORY, I.G. SIMMONS, D.R. STODDART & D. SUGDEN (Hrsg)(1994²): *The encyclopedic dictionary of physical geography.* Oxford (Blackwell): 611 pp.
- GOUDIE, A. & H. VILES (1997): *The earth transformed. An introduction to human impacts on the environment.* Oxford (Blackwell): 276 pp.
- GRAAFEN, R. (1997a): Historisch-geographische Forschungen in außereuropäischen Ländern, mit besonderer Berücksichtigung von Nepal. In: KLEEFELD, K.-D. & R. BURGGRAAFF (Hrsg.): *Perspektiven der Historischen Geographie.* Bonn: 93-102.
- GRAAFEN, R. (1997b): Veränderungen im Siedlungsbild von Pokhara (Nepal) nach der Schließung der tibetisch-nepalesischen Grenze. – GRAAFEN, R. & W. TIETZE (Hrsg.): *Raumwirksame Staatstätigkeit. Colloquium Geographicum 23:* 75-83.
- GUPTA, S.K. & I.C. GUPTA (1997²): *Management of saline soils and waters.* Delhi (Scientific Publ.): 299 pp.
- GUTSCHOW, N. (1994): Kagbeni: Structural analysis of dendrochronological data. – *Ancient Nepal 136:* 23-50.
- GUTSCHOW, N. (1998): The settlement process in lower Mustang (Baragaon), Nepal. Case studies from Kag, Khyinga and Te. – *Beiträge zur allgemeinen und vergleichenden Archäologie 18:* 49-145.
- HAAN, C.T., B.J. BARFIELD & J.C. HAYES (1994): *Design hydrology and sedimentology for small catchments.* San Diego (Academic Press): 588 pp.
- HAAS, D. & T. Vetter (1984): Marpha. In: KEMP, P.H. (Hrsg.): *The changing himalayan landscape in West Nepal.* Berlin (Reimer): 160-170.
- HAFFNER, W. (1997): Hochasien: Der Effekt großer Massenerhebungen. – *Geographische Rundschau 49(5):* 307-314.
- HAFFNER, W., R. KOSTKA, P. POHLE, R. BIELMEIER, B. GOECKE, K. WEGNER, G. THIELE & R. STOLPER (1995a): *Dankardzon 1:12.500.* Giessen.
- HAFFNER, W., R. KOSTKA, P. POHLE, R. BIELMEIER, B. GOECKE, K. WEGNER, G. THIELE & R. STOLPER (1995b): *Muktinath Valley 1:12.500 – East Sheet.* Giessen.
- HAFFNER, W., R. KOSTKA, P. POHLE, R. BIELMEIER, B. GOECKE, K. WEGNER, G. THIELE & R. STOLPER (1995c): *Muktinath Valley 1:12.500 – West Sheet.* Giessen.
- HAFFNER, W. & P. POHLE (1993a): Settlement processes and the formation of state in the high Himalayas characterized by Tibetan culture and tradition. – *Ancient Nepal 134:* 42-56.
- HAFFNER, W. & P. POHLE (1993b): Siedlungsprozesse und Staatenbildungen im Tibetischen Himalaja. Konzept und erste Ergebnisse eines DFG-Schwerpunktprogramms. – *Spiegel der Forschung 10(1):* 10-15.

- HAGEN, T. (1954): Über Gebirgsbildung und Talsysteme im Nepal Himalaya. – *Geographica Helvetica* 9: 325–332.
- HAGEN, T. (1959): Geologie des Thakkhola (Nepal). – *Eclogae Geologicae Helvetiae* 52: 708–720.
- HAGEN, T. (1968): Report on the geological survey of Nepal. Vol. 2: Geology of the Thakkhola including adjacent areas. *Denkschrift der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft* 86/2: 160 pp.
- HAGEN, T. (1969): Report on the geological survey of Nepal. Vol. 1: Preliminary reconnaissance. – *Denkschrift der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft* 86/1: 185 pp.
- HANISCH, J. (1995): Large-scale valley damming of Kali Gandaki (Nepal) – lacustrine sediments upstream and debris flow deposits downstream. – SPENCER, D. (Hrsg.): Workshop on Himalaya–Karakoram–Tibet Geology. Ascona 1995, Abstracts. Zürich: o.S.
- HARTUNG, J., B. ELPELT & K.-H. KLÖSENER (1991): Statistik. Lehr- und Handbuch der angewandten Statistik. München (Oldenbourg): 975 pp.
- HÅKANSON, L. & M. JANSSON (1983): Principles of lake sedimentology. Berlin (Springer): 316 pp.
- HEINEMANN, H.G. (1984): Reservoir trap efficiency. In: HADLEY, R.F. & D.E. WALLING (Hrsg.): Erosion and sediment yield: some methods of measurement and modelling. Cambridge (Univ. Press): 201–218.
- HENNING, I. & D. HENNING (1981): Potential evapotranspiration in mountain geoecosystems of different altitudes and latitudes. – *Mountain Research and Development* 1(3–4): 276–274.
- HENNING, I. & D. HENNING (1984): Die klimatologische Wasserbilanz der Kontinente. Ein Beitrag zur Hydroklimatologie. – *Münstersche Geographische Arbeiten* 19: 83 pp.
- HEWITT, K. (1989): The altitudinal organisation of Karakoram geomorphic processes and depositional environments. – *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.Bd.* 76: 9–32.
- HEWITT, K. (1993): Altitudinal organisation of Karakoram geomorphic processes and depositional environments. In: SHRODER, J.F. JR. (Hrsg.): Himalaya to the sea. London (Routledge): 159–183.
- HODGES, K.V., R.R. PARRISH & M.P. SEARLE (1996): Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas. – *Tectonics* 15(6): 1264–1291.
- HÖRMANN, G. & F.M. CHMIELEWSKI (1998): Auswirkungen auf Landwirtschaft und Forstwirtschaft. In: LOZÁN, J.L., H. GRABL & P. HUPFER (Hrsg.): Warnsignal Klima. Wissenschaftliche Fakten. Hamburg (Wissenschaftl. Auswertung): 325–333.
- HÖVERMANN, J. & F. LEHMKUHL (1993): Bemerkungen zur eiszeitlichen Vergletscherung Tibets. – *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft zu Lübeck* 58: 137–158.
- HORMANN, K. (1974): Die Terrassen an der Seti Khola – Ein Beitrag zur quartären Morphogenese in Zentralnepal. – *Erdkunde* 28(3): 161–176.

- HORMANN, K. (1986): Die Niederschlagsverteilung in den westlichen Himalaya-Ländern. – Göttinger Geographische Abhandlungen 81: 167–183.
- HORN, R. (1992²): Salze. In: BLUME, H.-P. (Hrsg.): Handbuch des Bodenschutzes. Bodenökologie und -belastung; vorbeugende und abwehrende Schutzmaßnahmen. Landsberg (ecomed): 318–325.
- HORNE, L. (1993): Occupational and locational instability in arid land settlement. In: CAMERON, C.M. & S.A. TOMKA (ed.): Abandonment of settlements and regions. Ethnoarchaeological and archaeological approaches. Cambridge (Univ. Press): 43–53.
- HSD (Hydrological Survey Department, HMG Nepal) & US AID (1967a): Compilation of surface water records of Nepal through December 31, 1965. Kathmandu: 60 pp.
- HSD (Hydrological Survey Department HMG Nepal) & US AID (1967b): Surface water records of Nepal, Suppl. No 1, 1966. Kathmandu: 50 pp.
- HÜTTEL, H.-G. (1993): Excavation at Khingar Mound 1991. – Ancient Nepal 134: 1–17.
- HÜTTEL, H.-G. (1994): Archäologische Siedlungsforschung im Hohen Himalaja. Die Ausgrabungen der KAVA im Muktinath-Tal/Nepal 1991–1992. – Beiträge zur allgemeinen und vergleichenden Archäologie 14: 47–147.
- HÜTTEL, H.-G. (1997): Archäologische Siedlungsforschung im Hohen Himalaja. Die Ausgrabungen der KAVA im Muktinath-Tal/Nepal 1994–1995. – Beiträge zur allgemeinen und vergleichenden Archäologie 17: 7–64.
- HÜTTEL, H.-G. & I. PAAP (1998): On the chronology and periodization of Khyingar settlement mound. – Beiträge zur allgemeinen und vergleichenden Archäologie 18: 5–26.
- HUTCHINSON, J.N. (1982): Methods of locating slip surfaces in landslides. – British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin 30: 30 pp.
- ISSAR, A.S. (1995): Climatic change and the history of the Middle East. Did major climatic changes alter the course of Middle Eastern history during the past 5,000 years? – American Scientist 83: 350–355.
- ITURRIZAGA, L. (1996): Über das Naturgefahrenpotential für die Hochgebirgssiedlung Shimshal (3080 m), Nord-West-Karakorum. – Die Erde 127: 205–220.
- IVES, J.D. (1986): Glacial lake outburst floods and risk engineering in the Himalaya. A review of the Langmoche Disaster, Khumbu Himal, 4 August 1985. – ICIMOD Occasional Paper 5. Kathmandu: 42 pp.
- IVES, J.D. & B. MESSERLI (1990): Progress in theoretical and applied mountain research, 1973–1989, and major future needs. – Mountain Research and Development 10(2): 101–127.
- IWATA, S. (1987): Mode and rate of uplift of the central Nepal Himalaya. – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.Bd. 63: 37–49.
- IWATA, S., T. SHARMA & H. YAMANAKA (1984): A preliminary report on geomorphology of central Nepal and Himalaya uplift. – Journal of Nepal Geological Society 4: 141–149.

- IWATA, S., H. YAMANAKA & M. YOSHIDA (1982): Glacial landforms and river terraces in the Thakkhola Region, Central Nepal. – *Journal of Nepal Geological Society* 2: 81–94.
- JACKSON, M.E. & R. BILHAM (1994a): 1991–1992 GPS Measurements across the Nepal Himalaya. – *Geophysical Research Letters* 21(12): 1169–1172.
- JACKSON, M. & R. BILHAM (1994b): Constraints on Himalayan deformation inferred from vertical velocity fields in Nepal and Tibet. – *Journal of Geophysical Research* 99(B7): 13897–13912.
- JOHN, G. (1993): Mustang. Ein wiederentdecktes Königreich in Nepal. Hamm (Artcolor): 168 pp.
- KAHMEN, H. (1993¹⁸): *Vermessungskunde*. Berlin (de Gruyter): 737 pp.
- KAMADA, K., K. ARITA & M. YOSHIDA (1982): Jurassic ammonites from the Muktinath region, central Nepal. – *Journal of Nepal Geological Society, Special Issue* 2: 149–155.
- KARL, J. & J. MANGELSDORF (1982²): Die Wildbachtypen der Ostalpen. In: BUNZA, G., J. KARL & J. MANGELSDORF: *Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde*. Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft 17: 85–102.
- KATTELMANN, R. (1987): Uncertainty in assessing Himalayan water resources. – *Mountain Research and Development* 7(3): 279–286.
- KAZMI, A.H. & M.Q. JAN (1997): *Geology and tectonics of Pakistan*. Karachi (Graphic Publ.): 554 pp.
- KELLER, R. (1961): *Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. Eine Einführung in die Hydrogeographie*. Berlin (Haude & Spener): 520 pp.
- KEMP, P.H. (1984): Through the Kali Gandaki Valley from Pokhara to Muktinath, Thorong La Pass and Annapurna South Glacier. In: KEMP, P.H. (Hrsg.): *The changing Himalayan landscape in west Nepal*. Berlin (Reimer): 53–74.
- KICK, W. (1996): *Forschung am Nanga Parbat. Geschichte und Ergebnisse. – Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie* 8: 1–133.
- KIENHOLZ, H., H. HAFNER, G. SCHNEIDER & R. TAMRAKAR (1983): Mountain hazards mapping in Nepals Middle Mountains. Maps of land use and geomorphic damages (Kathmandu–Kakani Area). – *Mountain Research and Development* 3(3): 195–220.
- KIENHOLZ, H., H. HAFNER & G. SCHNEIDER (1984): Stability, instability, and conditional instability: Mountain ecosystem concepts based on a field survey of the Kakani area in the Middle Hills of Nepal. – *Mountain Research and Development* 4(1): 55–62.
- KLAUS, D. & W. LAUER (1999): Gegenwärtiger Kenntnisstand zur allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation. – *Geographische Rundschau* 51(1): 32–37.
- KLEINERT, C. (1983): *Siedlung und Umwelt im zentralen Himalaya. Geoecological Research* 4. Wiesbaden (Steiner): 269 pp.
- KLEINERT, C. (1993): Tradition und Wandel der Haus- und Siedlungsformen im Tal des Kali Gandaki in Zentralnepal. In: SCHWEINFURTH, U. (Hrsg.): *Neue Forschungen im Himalaya. Erdkundliches Wissen* 112. Stuttgart (Steiner): 113–127.

- KLOSTERMANN, J. (1995): Nordrhein-Westfalen. In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. Berlin (Borntraeger): 59-94.
- KOSTKA, R., E. JIRESCH, H. KROTTENDORFER & P. POHLE (o.J.): Annapurna Sattrek Map, Nepal. Satellite image trekking map 1:250.000. Graz.
- KREUTZMANN, H. (1988): Oases of the Karakorum. Evolution of irrigation and social organization in Hunza, North Pakistan. In: ALLAN, N.J.R., G.W. KNAPP & C. STADEL (Hrsg.): Human impact on mountains. Lanham (Rowman & Littlefield): 243-254.
- KREUTZMANN, H. (1990): Oasenbewässerung im Karakorum. Autochtone Techniken und exogene Überprägung in der Hochgebirgslandwirtschaft Nordpakistans. – *Erdkunde* 44: 10–23.
- KREUTZMANN, H. (1994): Habitat conditions and settlement processes in the Hindukush – Karakoram. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* 138(6): 337–356.
- KRUMMENACHER, D. (1971a): Géochronométrie des roches de l'Himalaya. In: BORDET, P., M. COLCHEN, D. KRUMMENACHER, P. LE FORT, R. MOUTERDE, M. REMY: Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, Région de la Thakkhola. Paris (Edition du CNRS): 187–202.
- KRUMMENACHER, D. (1971b): Geology of Thakkhola. In: BORDET, P., M. COLCHEN, D. KRUMMENACHER, P. LE FORT, R. MOUTERDE, M. REMY: Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, Région de la Thakkhola. Paris (Edition du CNRS): 249–267.
- KÜPPERS, W., B. NOLTING & K. SCHÜRGENS (1984): Soil and land use in west Nepal. In: KEMP, P.H. (Hrsg.): The changing Himalayan landscape in west Nepal. Berlin (Reimer): 282–304.
- KUHLE, M. (1982): Der Dhaulagiri– und Annapurna–Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. – *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.Bd.* 41. Berlin (Borntraeger): 2 Bnd.
- KUHLE, M. (1983): Der Dhaulagiri– und Annapurna–Himalaya. Ein Beitrag zur Geomorphologie extremer Hochgebirge. Empirische Grundlage. Berlin (Borntraeger): 383 pp.
- KUHLE, M. (1986): Former glacial stades in the mountain area surrounding Tibet – in the Himalayas. In: JOSHI, S.C. (Hrsg.): Nepal Himalaya. Geo-ecological perspectives. Naini Tal: 437-473.
- KUHLE, M. (1996): Rekonstruktion der maximalen eiszeitlichen Gletscherbedeckung im Nanga–Parbat–Massiv (36°05'–40°N/74°20'–75°E). – *Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie* 8: 135–154.
- KUNTZE, H., G. ROESCHMANN & G. SCHWERDTFEGER (1994⁵): Bodenkunde. Stuttgart (Ulmer): 424 pp.
- LAMB, H.H. (1995²): Climate, history and the modern world. London (Routledge): 433 pp.
- LAMBERT, L. & B.D. CHITRAKAR (1989): Variation of potential evapotranspiration with elevation in Nepal. – *Mountain Research and Development* 9(2): 145–152.

- LANG, A. (1996): Die Infrarot-Stimulierte Lumineszenz als Datierungsmethode für holozäne Lössderivate. Ein Beitrag zur Chronometrie kolluvialer und limnischer Sedimente in Südwestdeutschland. – Heidelberg Geographische Arbeiten 103: 137pp.
- LANG, A., S. LINDAUER, R. KUHN & G.A. WAGNER (1996): Procedures used for optically and infrared stimulated luminescence dating of sediments in Heidelberg. – *Ancient TL* 14(3): 7–11.
- LANG, A., A. KADEREIT, R. H. BEHRENDTS & G.A. WAGNER (1999): Optical dating of anthropogenic sediments at the archaeological excavation site Herrenbrunnenbuckel, Bretten-Bauerbach, Germany. – *Archaeometry*, 41, 397–411.
- LAUER, W. (1995²): *Klimatologie. Das Geographische Seminar*. Braunschweig (Westermann): 269 pp.
- LAUTENSACH, H. (1952): *Der Geographische Formenwandel. Studien zur Landschaftssystematik*. – *Colloquium Geographicum* 3. Bonn (Ferd. Dümmlers): 191 pp.
- LE FORT, P. (1971): Les formations cristallophylliennes de la Thakkhola. In: BORDET, P., M. COLCHEN, D. KRUMMENACHER, P. LE FORT, R. MOUTERDE, M. REMY: *Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, Région de la Thakkhola*. Paris (Edition du CNRS): 41–81.
- LE FORT, P. (1975): Himalayas: The collided range. Present knowledge of the continental arc. – *American Journal of Science* 275–A: 1–44.
- LE FORT, P. (1996): Evolution of the Himalaya. In: YIN, A. & T.M. HARRISON (Hrsg.): *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge (University Press): 95–109.
- LE FORT, P. & C. FRANCE-LANORD (1995): Granites from Mustang and surrounding regions (Central Nepal). In: UPRETI, B.N. & M.R. DHITAL (Hrsg.): *Proceedings of the 9th Himalay-Karakorum-Tibet Workshop, 1–4 April, 1994, Kathmandu, Nepal*. Journal of Nepal Geological Society, Special Issue, Vol. 11. Kathmandu: 53–58.
- LEHMKUHL, F., L.A. OWEN & E. DERBYSHIRE (1998): Late Quaternary glacial history of Northeast Tibet. In: OWEN, L.A. (Hrsg.): *Mountain glaciation. Quaternary Proceedings* 6: 121–142.
- LESER, H. (1984): Zum Ökologie-, Ökosystem- und Ökotoptbegriff. – *Natur und Landschaft* 59(9): 351–357.
- LESER, H. (1998⁸): *Geomorphologie*. Braunschweig (Westermann): 218 pp.
- LESER, H. & G. STÄBLEIN (Hrsg.)(1975²): *Geomorphologische Kartierung. Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25 000*. Berlin (Inst. f. Phys. Geographie): 39 pp.
- LFU BA-WÜ (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg) & L. ROTH (1997): Grenzwerte. Kennzahlen zur Umweltbelastung in Deutschland und in der EG, III-4: Boden, 6. Erg. Lfg. 12/97 Landsberg (ecomod): 149–161.
- LI JI JUN, ET AL. (1995): Uplift of Qinghai – Xizang (Tibet) Plateau and Global Change. Lanzhou (Univ. Press): 207 pp.
- LI SHI-JIE & WANG SU-MIN (1998): Lake basins evolution recorded from lacustrine deposits on Tibetan plateau. – *Geological Bulletin, University of Peshawar* 31: 182–183.

- LI TIANCHI (1990): Landslide management in the mountain areas of China. – ICIMOD Occasional Paper 15. Kathmandu: 50 pp.
- LI TINGDONG (1996): The process and mechanism of the rise of the Qinghai–Tibet Plateau. – *Tectonophysics* 260: 45–53.
- LIEBSCHER, H.–J. (1996): Abfluß. In: BAUMGARTNER, A. & H.–J. LIEBSCHER (1996): *Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie. Lehrbuch der Hydrologie Bd. 1.* Berlin (Borntraeger): 474–553.
- LIEDTKE, H. & J. HERGET (1999): Eiszeitforschung in Mitteleuropa heute. – *Geographische Rundschau* 51(1): 12–17.
- LOUREIRO, L.H. (1995): *Lview Pro for Windows95. Manual.* Hallandale. o.S.
- MAAS, E.V. (1990): Crop salt tolerance. In: TANJI, K.K. (Hrsg.): *Agricultural salinity assessment and management.* American Society of Civil Engineers. ASCE Manuals and reports on engineering practice 71. New Delhi (Scientific Pub., reprint.): 262–304.
- MACROMEDIA INC. (1996): *Mit FreeHand arbeiten. FreeHand 7, Handbuch.* San Francisco: 349 pp.
- MÄUSBACHER, R. (1993): *Der Einfluß von klimatischen Veränderungen und Naturereignissen (Katastrophen) auf die Siedlungsprozesse in Mustang, Tibetischer Himalaya.* Unveröffentlicher DFG-Antrag. Jena: 10 pp.
- MAGELLAN SYSTEMS CORPORATION (1994): *User guide for the MAGELLAN GPS ProMARK X and the MAGELLAN GPS ProMARK X–CP.* San Dimas: ca. 120 pp.
- MAGELLAN SYSTEMS CORPORATION (1997a): *User guide for the MAGELLAN GPS ProMARK X and the MAGELLAN GPS ProMARK X–CM.* San Dimas: ca. 100 pp.
- MAGELLAN SYSTEMS CORPORATION (1997b): *MSTAR Professional GPS Software. User's guide, Ver. 2.0.* San Dimas: 164 pp.
- MAHANEY, W.C. (1998): Dating methods. – *Progress in Physical Geography* 22(1): 114–120.
- MASEK, J.G., B.L. ISACKS, T.L. GUBBELS & E.J. FIELDING (1994): Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. – *Journal of Geophysical Research* 99(B7): 13941–13956.
- MCGUFFEY, V.C., V.A. MODEER, Jr. & A.K. TURNER (1996): Subsurface exploration. In: TURNER, A.K. & R.L. SCHUSTER (Hrsg.): *Landslides. Investigation and mitigation.* Transportation Research Board, National, Research Council, Special Report 247. Washington, D.C. (Nat.Acad.Press): 231–277.
- MEHRA, O. & M. JACKSON (1960): Iron oxid removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonat. – *Clays and Clay Minerals* 7: 317–327
- MESSERSCHMIDT, D.A. (1989): The Hindu Pilgrimage to Muktinath, Nepal. Part 1. Natural and supranatural attributes of the sacred field. – *Mountain Research and Development* 9(2): 89–104.
- MEURER, M. (1982): Geoökologische Untersuchungen im nepalischen Kali Gandaki–Tal. In: HAFFNER, W. (Hrsg.): *Tropische Gebirge: Ökologie und Agrarwirtschaft.* Gießener Beiträge zur Entwicklungsforschung, Reihe I, 8. Gießen: 163–186.

- MEURER, M. (1984): Geoökologische Untersuchungen im Kali–Gandaki–Tal (Nepal): I. Die klimatischen Verhältnisse. – Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie 12. Göttingen: 185–196.
- MEYERHOFF, A.A., M. KAMEN–KAYE, C. CHEN & I. TANER (1991): China – Stratigraphy, paleogeography and tectonics. Dordrecht (Kluwer): 188 pp.
- MEZAKI, S. & M. YABIKU (1984): Channel morphology of the Kali Gandaki and the Narayani rivers in central Nepal. – Journal of Nepal Geological Society 4: 161–176.
- MIEHE, G. (1982): Vegetationsgeographische Untersuchungen im Dhaulagiri– und Annapurna–Himalaya. – Dissertationes Botanicae 66. Vaduz: 2 Bnd.
- MIEHE, G. (1991a): Die Vegetationskarte des Khumbu Himal (Mt. Everest–Südabdachung) 1:50 000. Gefügemuster der Vegetation und Probleme der Kartierung. – Erdkunde 45(2): 81–94.
- MIEHE, G. (1991b): Der Himalaya, eine multizonale Gebirgsregion. In: WALTER, H. & S.–W. BRECKLE (Hrsg.): Ökologie der Erde, Bd.:4: Spezielle Ökologie der Gemäßigten und Arktischen Zonen außerhalb Euro–Nordasiens. Stuttgart: 181–230.
- MILLER, J.M.G. (1996³): Glacial sediments. In: READING, H.G. (Hrsg.): Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy. Oxford (Blackwell): 454–484.
- MILLIMAN, J.D. & R.H. MEADE (1983): World–wide delivery of river sediment to the oceans. – Journal of Geology 91(1): 1–21.
- MOLNAR, P. & P. ENGLAND (1990): Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? – Nature 346: 29–34.
- MOLNAR, P., P. ENGLAND & J. MARTINOD (1993): Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. – Reviews of Geophysics 31(4): 357–396.
- MOORE, P.D., J.A. WEBB & M.E. COLLINSON (1991²): Pollen analysis. Oxford (Blackwell): 216 pp.
- MORILLON, F. & P. THOUVENY (1991²): Settlements and houses in the Thak Khola. In: TOFFIN, G. (Hrsg.): Man and his house in the Himalayas. Ecology of Nepal. New Delhi (Sterling Publ.): 172–189.
- MOUTERDE, R. (1971): Les formations mésozoïques de la Thakkhola. In: BORDET, P., M. COLCHEN, D. KRUMMENACHER, P. LE FORT, R. MOUTERDE, M. REMY: Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, Région de la Thakkhola. Paris (Edition du CNRS): 119–178.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1993⁴): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrographischen Grundlagen. Frankfurt/Main (DLG): 579 pp.
- MURAKAMI, T. (1987): Orography and monsoons. In: FEIN, J.S. & P.L. STEPHENS (Hrsg.): Monsoons. New York (Wiley): 331–364.
- NEGI, S.S. (1994): Forests and forestry in Nepal. Kathmandu (Ashish Publ.): 205 pp.
- OHMURA, A., P. KASSER & M. FUNK (1992): Climate at the equilibrium line of glaciers. – Journal of Glaciology 38(130): 397–411.
- OWEN, L.A. (1994): Glacial and non-glacial diamictons in the Karakoram mountains and western Himalayas. In: WARREN, W.P. & D.C. CROOT (eds.): Formation and deformation of glacial deposits. Rotterdam (Balkema): 9–28.

- OWEN, L.A., E. DERBYSHIRE & M. FORT (1998): The Quaternary glacial history of the Himalaya. In: OWEN, L.A. (Hrsg.): Mountain glaciation. Quaternary Proceedings 6: 91–120.
- PAFFEN, K.H., W. PILLEWIZER & H.-J. SCHNEIDER (1956): Forschungen im Hunza-Karakorum. Vorläufiger Bericht über die wissenschaftlichen Arbeiten der Deutsch-Österreichischen Himalaya-Karakorum-Expedition 1954. – *Erdkunde* 10(1): 1–33.
- PANT, G.B. & K. RUPA KUMAR (1997): *Climates of South Asia*. Chichester (Wiley): 320 pp.
- PÊCHER, A. (1991): The contact between the higher Himalaya crystallines and the Tibetan sedimentary series: Miocene large-scale dextral shearing. – *Tectonics* 10(3): 587–598.
- PFISTER, C. (1985): *Klimageschichte der Schweiz 1525–1860*, Vol. 1. Academia Helvetica 6. Bern (Haupt): 151 pp.
- PFISTER, C. (1995²): Monthly temperature and precipitation in central Europe 1525–1979: quantifying documentary evidence on weather and its effects. In: BRADLEY, R.S. & P.D. JONES (Hrsg.): *Climate since A.D. 1500*. London (Routledge): 118–142.
- POHL, E. (1997): Excavations at Garab-Dzong, Nepal. Report on the excavation campaigns 1994–1996 (mit Beiträgen von A. VON DEN DRIESCH, H. MANHART, P. MAURER, J. BAADE, R. MÄUSBACHER & G. WAGNER). – *Beiträge zur allgemeinen und vergleichenden Archäologie* 17: 87–133.
- POHL, E. & H. ROTH (1996): Archäologie im Hohen Himalaya. – *Bonner Universitätsblätter*: 5–16.
- POHL, E. & C.P. TRIPATHEE (1995): Excavation at Garab-Dzong, Dist. Mustang. Preliminary report of the campaign 1994. – *Ancient Nepal* 138: 95–106.
- POHLE, P. (1992): Umweltanpassung und ökonomischer Wandel im Nepal-Himalaya. Das Beispiel der Manangki. – *Geographische Rundschau* 44(7/8): 416–425.
- POHLE, P. (1993): Geographical research on the cultural landscape of Southern Mustang. The land use map of Kagbeni as a basis. – *Ancient Nepal* 134: 57–81.
- POHLE, P. (1997): Felsbilder in Zentralasien. – *Quellen zur Kultur- und Landschaftsgeschichte*. – *Geographische Rundschau* 49(5): 287–292.
- PRELL, W.L. & J.E. KUTZBACH (1992): Sensivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. – *Nature* 360: 647–652.
- PULLAN, S.E. & J.A. HUNTER, (1999): Land-based shallow seismic methods. In: GILBERT, R. (Hrsg.): *A handbook of geophysical techniques for geomorphic and environmental research*. Geological Survey of Canada Open File 3731 Ottawa.: 31–55.
- RAMSAY, W.J.H. (1986): Erosion problems in the Nepal Himalaya – an overview. In: JOSHI, S.C. (Hrsg.): *Nepal Himalaya. Geo-ecological perspectives*. Naini Tal: 359–395.
- READING, H.G. (Hrsg.)(1996²): *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*. Oxford (Blackwell): 688 pp.
- READING, H.G. & B.K. LEVELL (1996³): Controls on the sedimentary rock record. In: READING, H.G. (ed.): *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*. Oxford (Blackwell): 5–36.

- REIMERS, F. (1992): Untersuchungen zur Variabilität der Niederschläge in den Hochgebirgen Nordpakistans und angrenzender Gebiete. – Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie 6: 228 pp.
- RENFREW, C. & P. BAHN (1996²): Archaeology. Theories, methods, and practice. London (Thames & Hudson): 608 pp
- RICHTER, D., A. LANG & G.A. WAGNER (1996): Luminescence dating in archaeology. In: ANTONELLI, S., C. ARIAS, C. JACOB, T. MANNONI & M. MARTINI (Hrsg.): XIII International Congress of Prehistoric and Protohistoric Sciences, Forli, 1996, Colloquium III: Dating methods: comparisons and correlations. Forli (A.B.A.C.O.): 9–15.
- ROBERTS, N. (1998²): The holocene. An environmental history. Oxford (Blackwell).
- RÖTHLISBERGER, F. (1986): Gletscherschwankungen der Nacheiszeit. Ein Vergleich zwischen Nord- und Südhemisphäre. Alpen–Skandinavien–Himalaya–Alaska–Südamerika–Neuseeland. In: RÖTHLISBERGER, F.: 10000 Jahre Gletschergeschichte der Erde. Aarau: 19–315.
- ROSE, J., E. DERBYSHIRE, GUO HONGWEI & MA HAIZHOU (1998): Glaciation of the Eastern Qilian Shan, Northwest China. In: OWEN, L.A. (Hrsg.): Mountain glaciation. Quaternary Proceedings: 6.: 143–152.
- ROST, K.T. (1999): Observations on deforestation and alpine turf destruction in the central Wutai Mountains, Shanxi Province, China. – Mountain Research and Development 19(1): 31–40.
- ROWELL, D.L. (1997): Bodenkunde. Untersuchungsmethoden und ihre Anwendungen. Berlin (Springer): 614 pp.
- SAS INSTITUTE INC. (1990a): SAS Language: Reference, Version 6. Cary, NC: 1042 pp.
- SAS INSTITUTE INC. (1990b): SAS/GRAPH Software: Reference, Version 6, Vol. 1. Cary, NC: 794 pp.
- SAS INSTITUTE INC. (1990c): SAS/GRAPH Software: Reference, Version 6, Vol. 2. Cary, NC: 664 pp.
- SATTELMACHER, B. (1992²): Nährstoffversorgung der Pflanzen. In: BLUME, H.-P. (Hrsg.): Handbuch des Bodenschutzes. Bodenökologie und -belastung; vorbeugende und abwehrende Schutzmaßnahmen. Landsberg (ecomed): 82–87.
- SCHACHTSCHABEL, P., H.-P. BLUME, G. BRÜMMER, K.-H. HARTGE & U. SCHWERTMANN (1989¹²): Lehrbuch der Bodenkunde. Stuttgart (Enke): 491 pp.
- SCHAMP, H. (1964): Die Winde der Erde und ihre Namen. Regelmässige, periodische und lokale Winde als Klimaelemente. – Erdkundliches Wissen 8. Wiesbaden (Steiner): 94 pp.
- SCHEIDEGGER, A.E. (1986): The catena principle in geomorphology. – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 30(3): 257–273.
- SCHERHAG, R., J. BLÜTHGEN & W. LAUER (1977⁹): Klimatologie. Das Geographische Seminar. Braunschweig (Westermann): 204 pp.
- SCHEUERBRANDT, A. (1972): Südwestdeutsche Stadttypen und Städtegruppen bis zum frühen 19. Jahrhundert. Ein Beitrag zur Kulturlandschaftsgeschichte und zur kulturell-räumlichen Gliederung des nördlichen Baden–Württemberg und seiner Nachbargebiete. – Heidelberger Geographische Arbeiten 32: 440 pp.

- SCHIMMING, C.-G. (1992²): Belastung mit Metallen. In: BLUME, H.-P. (Hrsg.): Handbuch des Bodenschutzes. Bodenökologie und -belastung; vorbeugende und abwehrende Schutzmaßnahmen. Landsberg (ecomed): 277-318.
- SCHLANGER, S.H. & R.H. WILSHUSEN (1993): Local abandonments and regional conditions in the North American Southwest. In: CAMERON, C.M. & S.A. TOMKA (ed.): Abandonment of settlements and regions. Ethnoarchaeological and archaeological approaches. Cambridge (Univ. Press): 85-98.
- SCHÖN, W. & A. SIMONS (1993): Siedlungsarchäologie im Himalaja. Das Nepal-Projekt am Kölner Institut für Ur- und Frühgeschichte. – Archäologische Informationen 16/2: 253–260.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1992²): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Berlin (Borntraeger): 231 pp.
- SCHOLZ, E. (1981): Topographische Karten als Hilfsmittel für physisch-geographische Untersuchungen. In: HÜTTERMANN, A. (Hrsg.): Probleme der geographischen Kartenauswertung. Darmstadt (WBG): 341-369.
- SCHÜLLER, H. (1969): Die CAL-Methode, eine neue Methode zur Bestimmung des pflanzenverfügbaren Phosphates in Böden. – Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 123: Weinheim.: 48-63
- SCHUH, D. (1994): Investigations in the history of the Muktinath Valley and adjacent areas, Part 1. – Ancient Nepal 137: 9–91.
- SCHUH, D. & W. HAFFNER (o.J.): Siedlungsprozesse und Staaatenbildung im Tibetischen Himalaya. Raumstrukturierende Entwicklung in einem durch Höhe und Trockenheit geprägten Grenzraum der Ökumene. Unveröffentlichter DFG-Projektantrag. Bonn/Giessen: 56 pp.
- SCHUSTER, R.L. (1996): Socioeconomic significance of landslides. In: TURNER, A.K. & R.L. SCHUSTER (Hrsg.): Landslides. Investigation and mitigation. Transportation Research Board, National Research Council, Special Report 247. Washington, D.C. (Nat. Acad. Press): 12–35.
- SCHWARZ, G. (1989): Allgemeine Siedlungsgeographie. Teil 1: Die ländlichen Siedlungen; Die zwischen Land und Stadt stehenden Siedlungen. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie. Berlin (de Gruyter): 481 pp.
- SCHWEINFURTH, U. (1956): Über klimatische Trockentäler im Himalaya. – Erdkunde 10: 297–302.
- SEARLE, M.P. (1995): The rise and fall of Tibet. – Nature 374: 17–18.
- SEARLE, M.P. (1996): Cooling history, erosion, exhumation, and kinematics of the Himalaya–Karakorum–Tibet orogenic belt. In: YIN, A. & T.M. HARRISON (Hrsg.): The tectonic evolution of Asia. Cambridge (Univ. Press): 110–137.
- SEEBER, C.G. (1997): The current state of research on historical development processes in the area of Mustang/Lo: Questions concerning the crystallization, decline and foundation of states and settlements. In: STELLRECHT, I. & M. WINIGER (Hrsg.): Perspectives on history and change in the Karakorum, Hindukush, and Himalaya. Culture area Karakorum scientific studies 3. Köln (Köppe): 81–97.

- SEEBER, L. & V. GORNITZ (1983): River profiles along the Himalayan Arc as indicators of active tectonics. – *Tectonophysics* 92: 335–367.
- SHACKLETON, N.J. & J.P. KENNETT (1975): Paleotemperature history of the cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279, and 281. In: KENNETT, J.P., R.E. HOUTZ, P.B. ANDREWS, A.R. EDWARDS, V.A. GOSTIN, M. HAJÓS, M.A. HAMPTON, D.G. JENKINS, S.V. MARGOLIS, A.T. OVENSINE & K. PERCH-NIELSEN: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 29. Washington (U.S. Government): 743–755.
- SHACKLEY, M. (1995): Managing cultural resources in the Himalayan Kingdom of Upper Mustang (Lo). – *Asian affairs* 26(2): 172–182.
- SHARMA, C.K. (1977²): *Geology of Nepal*. Kathmandu (Educational Enterprise): 164 pp.
- SHI YAFENG, ZHENG BENXING & LI SHIJIE (1992): Last glaciation and maximum glaciation in the Qinghai–Xizang (Tibet) Plateau: A controversy to M. Kuhle's ice sheet hypothesis. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Suppl.Bd. 84: 19–35.
- SHRESTA, R.K. & P. SHARMA (Hrsg.)(1980): *Nepal. Atlas of economic development*. Sponsored by HMG National Council for Science and Technology. Kathmandu: 146 pp.
- SHRESTHA, S.H. (1988): *Nepal in maps*. Kathmandu: 49 pp.
- SHRODER, J.F. JR. (1989a): Geomorphic development of the western Himalayas. – *Geological Bulletin, University of Peshawar* 22: 127–151.
- SIMONS, A. (1996): Das Kollektivgrab Mebrak 63 im Mustang–Distrikt, Nepal (mit einem Beitrag von B. SCHMIDT & B. WENINGER). – *Eurasia Antiqua. Zeitschrift für Archäologie Eurasiens* 2: 383–395.
- SIMONS, A., W. SCHÖN & S.S. SHRESTHA (1994a): Preliminary report on the 1992 Campaign of the team of the Institute of Prehistory, University of Cologne. – *Ancient Nepal* 136: 51–75.
- SIMONS, A., W. SCHÖN & S.S. SHRESTHA (1994b): The pre–historic settlement of Mustang. First results of the 1993 archaeological investigations in cave systems and connected ruined sites. – *Ancient Nepal* 137: 93–129.
- SIMONS, A. & W. SCHÖN (1998): Cave systems and terrace settlements in Mustang, Nepal. Settlement periods from prehistoric times up to the present day. – *Beiträge zur allgemeinen und vergleichenden Archäologie* 18: 27–47.
- SITTE, P., H. ZIEGLER, F. EHRENDORFER & A. BRESINSKY (1991³³): *Lehrbuch der Botanik für Hochschulen* (begründet von E. STRASBURGER, F. NOLL, H. SCHENCK & A.F.W. SCHIMPER). Stuttgart (Fischer): 1030 pp.
- SORKHABI, R.B. & E. STUMP (1993): Rise of the Himalaya: A geochronologic approach. – *GSA Today* 3(4): 85, 88–92.
- SPATA, M. & H.W. KÜHNHOLD (1994): Satellitennavigation mit GPS–Handgeräten. – *BDVI Forum* 3/1994: 389–394.
- STAINTON, J.D.A. (1972): *Forests of Nepal*. London (John Murray): 181 pp.
- STOKES, S. (1997): Dating of desert sequences. In: THOMAS, D.S.G. (ed.): *Arid zone geomorphology. Process, form and change in drylands*. Chichester (Wiley): 607–637.

- STUIVER, M. & P.J. REIMER (1993): Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. – *Radiocarbon* 35(1): 215–230.
- SUMMERFIELD, M.A. (1991): *Global geomorphology. An introduction to the study of landforms*. Burnt Mill (Longman): 537 pp.
- SUMMERFIELD, M.A. & N.J. HULTON (1994): Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. – *Journal of Geophysical Research* 99(B7): 13871–13883.
- SWAMINATHAN, M.S. (1987): Abnormal monsoons and economic consequences: The Indian experience. In: FEIN, J.S. & P.L. STEPHENS (Hrsg.): *Monsoons*. New York (Wiley): 121–133.
- SZABOLCS, I. (1998): Concepts, assessment and control of soils affected by salinization. In: BLUME, H.-P., H. EGER, E. FLEICHHAUER, A. HEBEL, C. REIJ & K.G. STEINER (Hrsg.): *Towards sustainable land use. Furthering cooperation between people and institutions*. Vol. I. *Advances in geoecology* 31 Reiskirchen.: 469–476.
- TALBOT, M.R. & P.A. ALLEN (1996³): Lakes. In: READING, H.G. (ed.): *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*. Oxford (Blackwell): 83–124.
- TAMURA, T. (1996): Landslides and terraced paddy fields in the western Middle Mountains of Nepal: A case study for a perspective of watershed environmental management. – *The science reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)* 46(1/2): 1–19.
- TANJI, K.K. (1990): Nature and extend of agricultural salinity. In: TANJI, K.K. (Hrsg.): *Agricultural salinity assessment and management*. American Society of Civil Engineers. ASCE Manuals and reports on engineering practice 71. New Delhi (Scientific Pub., reprint.): 1–17.
- THIEMEYER, H. (1997): Untersuchungen zur spätpleistozänen und holozänen Landschaftsentwicklung im südwestlichen Tschadbecken (NE–Nigeria). – *Jenaer Geographische Schriften* 5: 168 pp.
- THOMAS, D.S.G. (Hrsg.)(1997²): *Arid zone geomorphology. Process, form and change in drylands*. Chichester (Wiley): 713 pp.
- THOMPSON, L.G., E. MOSLEY–THOMPSON & P.A. THOMPSON (1992): Reconstructing interannual climate variability from tropical and subtropical ice–core records. In: DIAS, H.F. & V. MARKGRAF (Hrsg.): *El Nino: Historical and paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge (Univ. Press): 295–322.
- THOMPSON, M. & M. WARBURTON (1985): Uncertainty on a Himalayan scale. – *Mountain Research and Development* 5(2): 115–135.
- THOMPSON, W.F. (1990): Climate related landscapes in world mountains: Criteria and map. – *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.Bd. 78*. Berlin (Borntraeger): 92 pp.
- TOPOGRAPHIC SURVEY BRANCH, HMG SURVEY DEPARTMENT (1985): *Geological Map of Nepal 1:125.000, Blätter 62P–B, 62O–D, 71D–A, 71C–C*. Kathmandu.
- TRIPATHEE, C.P. (1994): Archaeological excavation at Khyingar and Dzarkot. – *Ancient Nepal* 136: 77–79.

- TROLL, C. (1967): Die klimatische und vegetationsgeographische Gliederung des Himalaya-Systems. – *Khumbu Himal* 1/5: 353–388.
- TUCCI, G. (1953): Journey to Mustang 1952. *Bibliotheca Himalayica* Ser. I Vol. 23. Rom. Nachdruck: Kathmandu: 85 pp.
- TUCKER, M. (1982): The field description of sedimentary rocks. *Geographical Society of London handbook series*. Chichester (Wiley): 112 pp.
- UHLIG, H. (1984): Reisbauökosysteme mit künstlicher Bewässerung und mit pluvialer Wasserzufuhr. – *Erdkunde* 38(1): 16–29.
- URFER–HENNEBERGER, C. (1970): Neuere Beobachtungen über die Entwicklung des Schönwetterwindsystems in einem V-förmigen Alpental (Dischmatal bei Davos). – *Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology*, Ser. B 18: 21–42.
- VALDIYA, K.S., B.S. KOTILA, P.D. PANT, M. SHAH, N. MUNGALI, S. TEWARI, N. SAH & M. UPRETI (1996): Quaternary palaeolakes in Kumaun Lesser Himalaya: Finds of neotectonic and palaeoclimatic significances. – *Current Science* 70(2): 157–161.
- VALEIX, P. (1974): Marpha: aspects humains et économiques d'un village du Pâc Gâu. – *Objets et Mondes* 14(4): 269–278.
- VAN COUVERING, J.A. (1997): Preface: the new Pleistocene. In: VAN COUVERING, J.A. (Hrsg.): *The Pleistocene boundary and the beginning of the Quaternary. Final report of the International Geological Correlation Program–Project 41: Neogene/Quaternary boundary*. Cambridge (Univ. Press): xi–xvi.
- VAN DER HOEK, C., D.G. MANN & H.M. JAHNS (1995): *Algae: An introduction to phycology*. Cambridge (Univ. Press).
- VAN DER LEEUW, S.E. (Hrsg.) (1998): Understanding the natural and anthropogenic causes of land degradation and desertification in the Mediterranean basin. *The Archaeomedes Project. Volume: Synthesis (EUR 18181 EN)*. Luxembourg: 440 pp.
- VERGEINER, I. & E. DREISEITL (1987): Valley winds and slope winds – Observations and elementary thoughts. – *Meteorology and atmospheric physics* 36: 264–286.
- VERSTAPPEN, H.T. (1997): The effect of climatic change on southeast Asian geomorphology. – *Journal of Quaternary Science* 12(5): 413–418.
- VINDING, M. (1992): Lha Phewa. The Thakali 12-year festival. Kathmandu (Ratna Pustak Bhandar): 99 pp.
- VINDING, M. (1998): *The Thakali. A Himalayan ethnography*. London (Serindia Publ.): 470 pp.
- VON DER HEIDE, S. (1992): Nari Jhyowa – Göttin der Thakali im Nordwesten Nepals. Verehrungskult und Opferzeremonien. In: VON DER HEIDE, S. (Hrsg.): *Mensch und Umwelt in Nepal. Nepal Report 5*. Sankt Augustin (VGH): 89–144.
- VON DER HEIDE, S. (1993): Die Thakali des Thak Khola, Zentralnepal, und ihr Wanderverhalten. In: SCHWEINFURTH, U. (Hrsg.): *Neue Forschungen im Himalaya. Erdkundliches Wissen* 112. Stuttgart (Steiner): 129–154.
- VON DER HEIDE, S. (1997): Cultural identity and nature conservation in Nepal: The Annapurna Conservation Area Project – An initiative worth imitating. In: STELLRECHT, I. & M. WINIGER (Hrsg.): *Perspectives on history and change in the Karakorum*,

- Hindukush, and Himalaya. Culture area Karakorum scientific studies 3. Köln (Köppe): 345–359.
- VON FÜRER-HAIMENDORF, C. (1975): Himalayan traders. Life in highland Nepal. London (Murray): 315 pp.
- VON RAD, U., S.B. DÜRR, J.G. OGG & J. WIEDMANN (1994): The Triassic of the Thakkola (Nepal). I: stratigraphy and paleoenvironment of the north-east Gondwana rifted margin. – *Geologische Rundschau* 83: 76–106.
- VON WISSMANN, H. (1961): Stufen und Gürtel der Vegetation und des Klimas in Hochasien und seinen Randgebieten. B. Thermische Raumgliederung (1. Teil) und Frostboden. – *Erdkunde* 15(1): 19–44.
- VUICHARD, D. & M. ZIMMERMANN (1986): The Langmoche flash-flood, Khumbu Himal, Nepal. – *Mountain Research and Development* 6(1): 90–94.
- WAGNER, G.A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. Physikalische und chemische Uhren in Quartärgeologie und Archäologie. Stuttgart (Enke): 277 pp.
- WAKE, C.P. & P.A. MAYEWSKI (Hrsg.)(1996): Himalayan Interdisciplinary Paleoclimate Project. Science and implementation plan. Report from the International Himalayan/Tibet Plateau Palaeoclimate Workshop, Kathmandu, April 2–7, 1995. – *PAGES Workshop Report Series* 96–1: 96 pp.
- WALTER, H. (1957): Die Klima-Diagramme der Waldsteppen- und Steppengebiete in Osteuropa. – *Stuttgarter Geographische Studien* 69: 253–262.
- WALTHAM, A.C. (1972): A contribution to the geology of the Annapurna and Nilgiri Himal, Nepal. – *Geological magazine* 109(3): 205–214.
- WALTHAM, A.C. (1996): Limestone karst morphology in the Himalayas of Nepal and Tibet. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 40(1): 1–22.
- WANG, CHI-YUEN, YAO-LIN SHI & WEN-HU ZHOU (1982): Dynamic uplift of the Himalaya. – *Nature* 298: 553–556.
- WECS (Water and Energy Commission Secretariat, HMG Ministry of Water Resources)(Hrsg.)(1989²): Erosion and sedimentation in the Nepal Himalaya. An assessment of river processes. Report No. 4/3/010587/1/1 Seq. 259, May 1987. Kathmandu: ca. 213 pp.
- WENINGER, B. (1997): Studien zur dendrochronologischen Kalibration von archäologischen ¹⁴C-Daten. – *Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie* 43. Bonn (Habelt GmbH): 202 pp.
- WHITEHOUSE, I.E. (1990): Geomorphology of the Himalaya: A climato-tectonic framework. – *New Zealand Geographer* 46(2): 75–85.
- WILHELM, F. (1975): Schnee- und Gletscherkunde. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie 3, Teil 3). Berlin (de Gruyter): 434 pp.
- WILHELMY, H. (1975): Die klimageomorphologischen Zonen und Höhenstufen der Erde. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 19(4): 353–376.
- WILLIAMS, M.A.J., D.L. DUNKERLEY, P. DE DECKKER, A.P. KERSHAW & T.J. STOKES (1993): Quaternary environments. London (Arnold): 330 pp.

- WILSON, R.C.L., S.A. DRURY & J.L. CHAPMAN (2000): The great ice age. Climate change and life. London (Routledge): 265 pp.
- WINIGER, M. (1992): Gebirge und Hochgebirge. Forschungsentwicklungen und –perspektiven. – Geographische Rundschau 44(7–8): 400–407.
- WP/WLI (International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory)(1993): Multilingual landslide glossary. Richmond, B.C. (BiTech Publ.). o.S.
- WU XIANGDING (1995²): Dendroclimatic studies in China. In: BRADLEY, R.S. & P.D. JONES (Hrsg.): Climate since A.D. 1500. London (Routledge): 432–445.
- YOFFEE, N. (1988): The collapse of ancient mesopotamian states and civilization. In: YOFFEE, N. & G.L. COWGILL (Hrsg.): The collapse of ancient states and civilizations. Tucson (Univ. of Arizona Press): 44–68.
- YOSHIDA, M., Y. IGARASHI, K. ARITA, D. HAYASHI & T. SHARMA (1984): Magnetostratigraphic and pollen analytic studies of the Takmar series, Nepal Himalayas. – Journal of Nepal Geological Society 4: 101–120.
- ZHANG DE'ER (1991): Climate changes in recent 1000 years in China. In: LIU TUNG-SHENG (Hrsg.): Quaternary geology and environment in China. The Series of the XIII INQUA Congress. Beijing (Science Press): 208–213.
- ZHENG MIANPING (1997): An introduction to saline lakes on the Qinghai–Tibet Plateau. Monographiae Biologicae 76. Dordrecht (Kluwer): 294 pp.
- ZÖLLER, L. & G.A. WAGNER (1992): Lumineszenz-Datierung eiszeitlicher Sedimente. Spektrum der Wissenschaften 4 /1992: 40–48.-

Ehrenwörtliche Erklärung

Ich erkläre hiermit, daß mir die Habilitationsordnung der Friedrich-Schiller-Universität Jena bekannt ist.

Ferner erkläre ich, daß ich die vorliegende Arbeit ohne unzulässige Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Die aus anderen Quellen direkt oder indirekt übernommenen Daten und Konzepte sind unter Angabe der Quellen gekennzeichnet.

Bei der Auswahl und Auswertung folgenden Materials haben mir die nachstehend aufgeführten Personen in der jeweils beschriebenen Weise entgeltlich/unentgeltlich geholfen:

1. M. Bötcher (Jena), Laboruntersuchungen
2. Dr. K. van der Borg (Utrecht), ¹⁴C-AMS-Datierungen
3. Dr. G. Daut (Jena), Gemeinsame Geländearbeiten, Diskussion der Ergebnisse, Überwachung der Laboranalysen
4. S. Dietrich (Jena), Laboruntersuchungen
5. Dr. M. Fort (Paris), Diskussion der Ergebnisse
6. S. Gurung (Pokhara), Unterstützung bei DGPS-Messungen, Vermessungsarbeiten
7. Prof. Dr. W. Haffner (Giessen), Bereitstellung von Luftbildaufnahmen, Diskussion der Ergebnisse
8. Dr. J. Hanisch (Hannover), Diskussion der Befunde und Ergebnisse zum Bergsturz von Ghayang Ghang
9. C. Hausotter (Heidelberg), Korrekturlesen
10. Prof. Dr. F. Hellwig (Jena), Bestimmung von Makroresten, Diskussion der Ergebnisse
11. C. Hilbich (Jena), Laboruntersuchungen
12. Dr. H.-G. Hüttel (Bonn), Gemeinsame Geländearbeiten, Diskussion der Ergebnisse im Raum Khyinga
13. Dr. J. Kalis (Frankfurt/Bonn), Durchführung von Pollenanalysen
14. A. v. Klitzing (Jena), Laboruntersuchungen
15. S. Knetsch (Jena), Laboruntersuchungen
16. Prof. Dr. R. Kostka (Graz), Einführung ins Untersuchungsgebiet, Bereitstellung von Karten und Satellitenbildern
17. Dr. B. Kromer (Heidelberg), ¹⁴C-Datierungen, Diskussion der Ergebnisse
18. Dr. A. Lang (Heidelberg), Gemeinsame Geländearbeiten, Durchführung der OSL-Datierungen, Diskussion der Ergebnisse
19. T. Lama (Kathmandu), Hintergrundinformationen zum Untersuchungsge-

- biet, Unterstützung bei DGPS-Messungen und terrestrischer Vermessung
20. PTA C. Luge (Jena), Laboruntersuchungen
 21. Prof. Dr. R. Mäusbacher (Jena), Gemeinsame Geländearbeiten und Diskussion der Konzeption und Ergebnisse
 22. Dipl. Ing. R. Mender (Jena), Überarbeitung von Abbildungen
 23. CTA C. Müller (Jena), Durchführung Laboranalysen
 24. M.A. I. Paap (Bonn), Bestimmung der Scherbenfunde, Diskussion der Ergebnisse
 25. M. Pateki (Jena), Laboruntersuchungen
 26. Dr. E. Pohl (Bonn), Diskussion der Ergebnisse im Raum Garab Dزون
 27. Dr. J.-J. Quenouille (Mougins), Bereitstellung von Filmmaterial über das Untersuchungsgebiet aus den 1970er Jahren
 28. Dipl. Biol. H. Schneider (Jena), Sichtung Pollengehalt, Diskussion der Ergebnisse
 29. Dr. D. Strauch (Köln), Korrekturlesen
 30. M.A. C. Thiblet (Bonn), Bestimmung der Scherbenfunde, Diskussion der Ergebnisse
 31. Dr. H. Thiemeyer (Jena), Überwachung der Laboranalysen, Diskussion der Ergebnisse der Laboranalysen
 32. J. Treffkorn (Jena), Laboruntersuchungen
 33. Dr. M. Vinding (Thimphu), Hintergrundinformationen zur Geschichte des Thakkhola, Diskussion der Ergebnisse
 34. Prof. Dr. G.A. Wagner (Heidelberg), Gemeinsame Geländearbeiten, Durchführung der OSL-Datierungen, Diskussion der Datierungsergebnisse
 35. E. Weber (Jena), Laboruntersuchungen

Weitere Personen waren an der inhaltlich-materiellen Erstellung der Arbeit nicht beteiligt. Insbesondere habe ich hierfür nicht die entgeltliche Hilfe oder Vermittlungs- bzw. Beratungsdiensten in Anspruch genommen. Niemand hat von mir unmittelbar oder mittelbar geldwerte Leistungen für Arbeiten erhalten, die im Zusammenhang mit dem Inhalt der vorgelegten Arbeit stehen.

Die Arbeit wurde bisher weder im In- noch Ausland in gleicher oder ähnlicher Form einer anderen Prüfungsbehörde vorgelegt.

Ich versichere, daß ich nach bestem Wissen die reine Wahrheit gesagt und nichts verschwiegen habe.

Jena, den 01. Februar 2000

Lebenslauf

Name: Dr. rer. nat. Jussi Paul Olavi Baade

Staatsangehörigkeit: deutsch

Schulbildung:

1968 – 1972	Grundschule GV, Hildesheim
1972 – 1974	Robert-Bosch-Gesamtschule, Hildesheim
1974 – 1981	Gymnasium Himmelsthür, Hildesheim
5/1981	Abitur

Wehrdienst: 1/1982 – 3/1983 1./ Sanitätsbatallion 1, Hildesheim

Studium:

WS 1983/84	Geophysik (Diplom), FU Berlin
WS 1984/85 bis WS 1988/89	Geographie (Diplom), Nebenfächer: Geologie und Politische Wissenschaft, Universität Heidelberg

Abschlüsse:

2/1989	Diplom-Geograph (mit Auszeichnung) Diplomarbeit: Die räumliche Variation der Wärmeinsel von Heidelberg in sommerlichen Strahlungsnächten
7/1993	Promotion zum Dr. rer. nat. (summa cum laude) Dissertation: Geländeexperiment zur Verminderung des Schwebstoffaufkommens in landwirtschaftlichen Einzugsgebieten

<u>Berufstätigkeit:</u>	4/1989 – 3/1992	wissenschaftlicher Angestellter, Geographisches Institut, Universität Heidelberg,
	3/1992 – 3/1993	wissenschaftlicher Angestellter, Geographisches Institut, Universität Heidelberg,
	4/1993 – 8/1993	wissenschaftlicher Angestellter, Institut für Geographie, Universität Jena
	9/1993 – 8/1999	wissenschaftlicher Assistent, Institut für Geographie, Universität Jena
	seit 10/1999	wissenschaftlicher Angestellter, Institut für Geographie, Universität Jena

Jena, den 01. Februar 2000